

# EINE NEUE ERKLÄRUNG DER DENUDATIONSVORGÄNGE UND MORPHOGENETIK DER KARSTLANDSCHAFTEN

VON

DR. LÁSZLÓ JAKUCS

Wie bekannt, die eigenartige räumliche Karsthydrographie, die im Laufe der Ausbildung von Karstgesteinen und von ihren morphologischen Eigentümlichkeiten entstand, äussert sich in dem ganz signifikanten Entwicklungsgang der Kalkgesteinsgebiete im Gegensatz zu den von anderen Gesteinen aufgebauten Gebieten. Die verschiedenen Schulen der Karstentwicklungstheorie (*Cvijic* 1893, 1895, 1918, 1923, 1924, 1926, *Penck* 1904, *Grund* 1903, 1912, 1914, *Katzer* 1909, *Cholnoky* 1916, 1917, 1928, 1932, 1939, *Krebs* 1929, *O. Lehmann* 1932, *H. Lehmann* 1948, 1954, 1956, *Bourgin* 1942, 1947, *Aprodoz* 1948, *Gvozdetzkij* 1947, 1949, 1950, *Trombe* 1947, 1951, 1952, 1956, *Corbel* 1951, 1952, 1959,) stellten auf bzw. verwerteten die Lehre von der Karstdenudation auf Grund der frühen Erkenntnis, nach der die Denudation in der Abhängigkeit der Ausbildung des räumlichen karsthydrographischen Systems die morphologischen Formelementenkomplexe ergibt, die für die einzelnen Stadien der Entwicklung charakteristisch sind. So, obwohl sich zeitweilig bedeutende Diskussionen über gewisse Teilfragen zwischen dem Standpunkt und der Auffassung der einzelnen klassischen Verfasser entspannen, war doch jeder Verfasser in den Grundsätzen damit einverstanden, dass die folgenden Stufen — als qualitative Widerspiegelungen quantitativer Zustände — in dem morphologischen Entwicklungsgang des Karstes im wesentlichen enthalten sind:

1. Das juvenile Stadium der Denudation: Ausbildung des korrosiven räumlichen hydrographischen Systems, Einsatz der Karren- und Dolinenbildung.
2. Das mature Stadium der Denudation: geräumige Höhlenräume, Entwicklung unterirdischer Flussysteme, weitgehende Dolinierung, Bildung von Uvala und Polje, und letztlich;
3. das senile Stadium der Denudation: Verrumpfung bzw. das Aufhören des Karstes.

Obwohl die Frage besonders von den erwähnten Verfassern bereits von allen Seiten geklärt wurde, *H. Lehmann* hat sogar die den Klimazonen anpassenden Vorgangsspezifikationen der Verkarstung und die Intensitätsunterschiede der Dynamik in das Erkenntnisbereich eingebaut,

müssen wir dich mit denjenigen Autoren (*Bulla* 1950, 1954 (1, 2), *Bögli* 1951, 1956, 1960, *Corbel* 1959, *Kádár* 1954, *Tell* 1961, usw.) einverstanden sein, die den gesamten Problemenkreis auch heute noch für strittbar, sogar für ungeklärt halten. *H. Lehmann* ausgenommen, der nebensätzliche Bemerkungen über die Rolle der in den Karsten vorhandenen „endogenen“ (Karstwasser) und „exogenen“ (von aussen her stammendes Wasser) Gewässer machte, wurde unseres Wissens an keiner Stelle z. b. die in der qualitativen Determination der Karstdenudation ausgeübte Wirkung des Zusammenhanges untersucht, der sich zwischen einer geographischen Karstlandschaft und einer nicht karstigen geographischen Umgebung zum Vorschein kommt. Sa sucht diese Studie, die sich auf Bewertung der Ergebnisse einer zwei Jahrzehnte hindurch geführten heimischen und europäischen materialsammelnden Forschungsarbeit gründet, jene Unterschiede zwischen den verschiedenen Denudationsvorgängen und den morphologischen Zuständen genetisch vorzuführen, die infolge der Verhältnisse der gerade oben angedeuteten Zusammenhänge den eigenartigen Formencharakter der sich verkarstenden Landschaft differenzieren.

Auf Grund der geologischen bzw. tektonischen Lagerungsweise und der orographischen Lage des Kalkgesteins im Verhältnis zu seiner nichtkarstigen Umgebung müssen wir zwei grundlegende Typen der Karsten unbedingt unterscheiden, den (autogenen) Typ A und den (allogenen) Typ B des Karstes. Die Karstdenudation vollzieht sich nämlich unterschiedlich nach diesen Typen und führt zu einer sehr spezifischen geomorphologischen Zustandsentwicklung, die für die Typen charakteristisch sind (*Jakucs* 1960).

Autogener Karst (Typ A) werden die Kalkgesteinsfazies genannt, die im Verhältnis zu ihrer im Gelände überragenden und aus nichtkarstigen Gesteinen aufgebauten Umgebung eine höhergelegene Niveaulage einnehmen. Daher ist die Möglichkeit der — von den aus nichtkarstigen Gesteinen bestehenden umliegenden Oberflächen stammenden und dem Karst zufließenden — Wasserströmungen ausgeschlossen. Beim autogenen Karst fließt das Wasser immer vom Karst her, aus dem Karst den tiefergelegenen Oberflächen zu. In der Karsthydrographie wird also ausschliesslich das an Karstoberflächen versickerte eigene Karstwasser als genetischer Faktor berücksichtigt. Zur Gruppe der autogenen Karsten gehören in der Mehrheit die Inselkarsten und in den meisten Fällen auch die Karsten der Hochgebirge. (Die Schemen der theoretischen Karstarten des Typs A werden auf *Abbildung 1.* dargestellt. In Bezug auf die Schemen der Abbildung ist es zu bemerken, dass sie als im autogenen Karst in beliebiger Richtung aufgenommene Abschnittsschemen zu betrachten sind.)

Allogen (Typ B) ist ein Karst, wenn die Kalkgesteinsmasse im Zusammenhang mit der aus nichtkarstigen Gesteinen aufgebauten Umgebung ein solches Lagerungsverhältnis hat, wo die von nichtkarstigen Oberflächen stammenden linearen Wasserabflüsse zur Kalkgesteinszone hingelangen können. Das Kennzeichen der Allogenität bei einem Karst ist also, dass auch von fremden (nichtkarstigen) Geländen zugeführte Gewässer in der Hydrographie des Karstes eine Rolle spielen. (Die Schemenprinzipien der allogenen Karsten werden auf *Abb. 2.* dargestellt.)

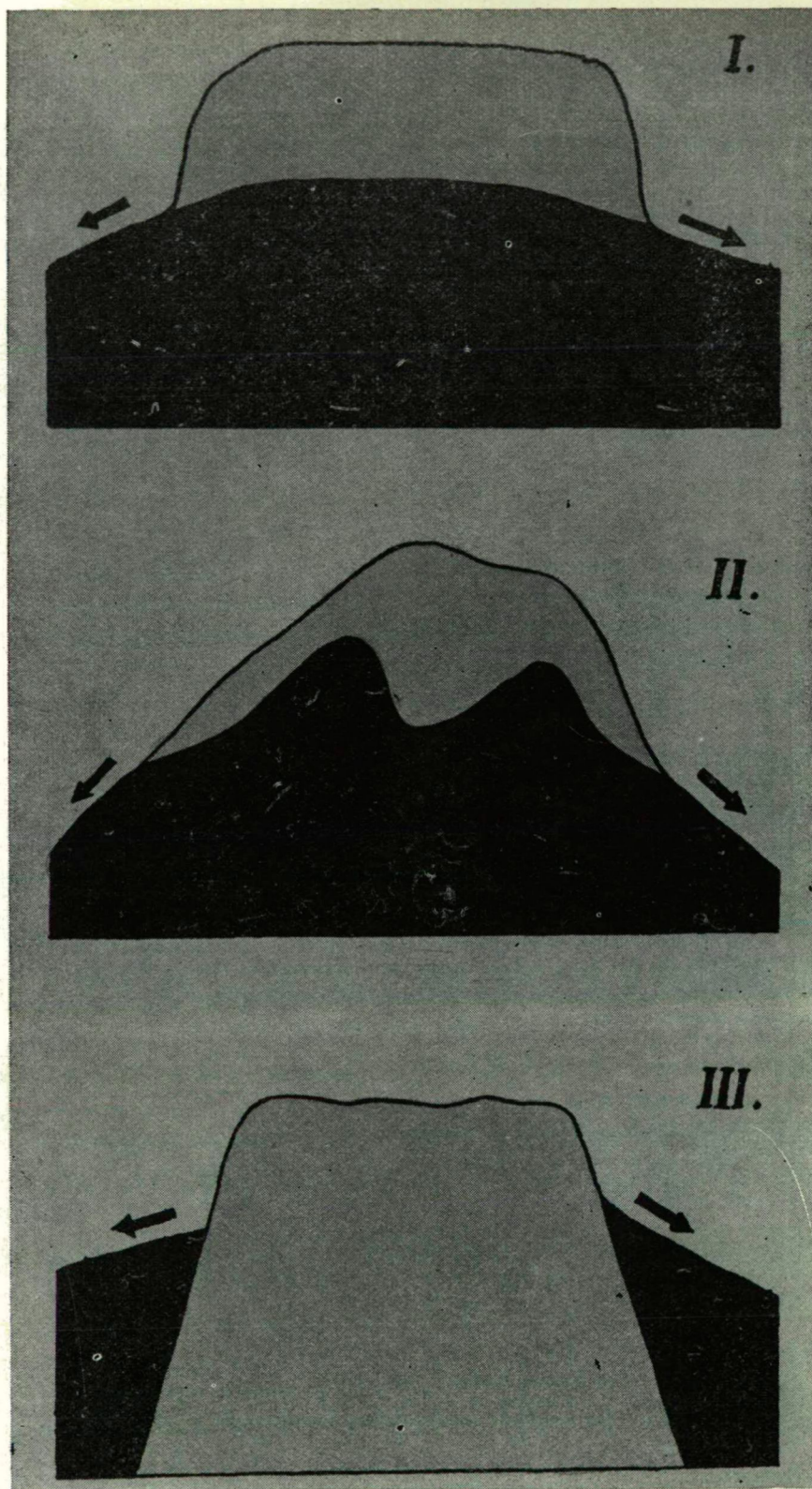


Abb. 1. Schemadarstellungen der theoretischen Arten des (autogenen) Karstes vom Typ A



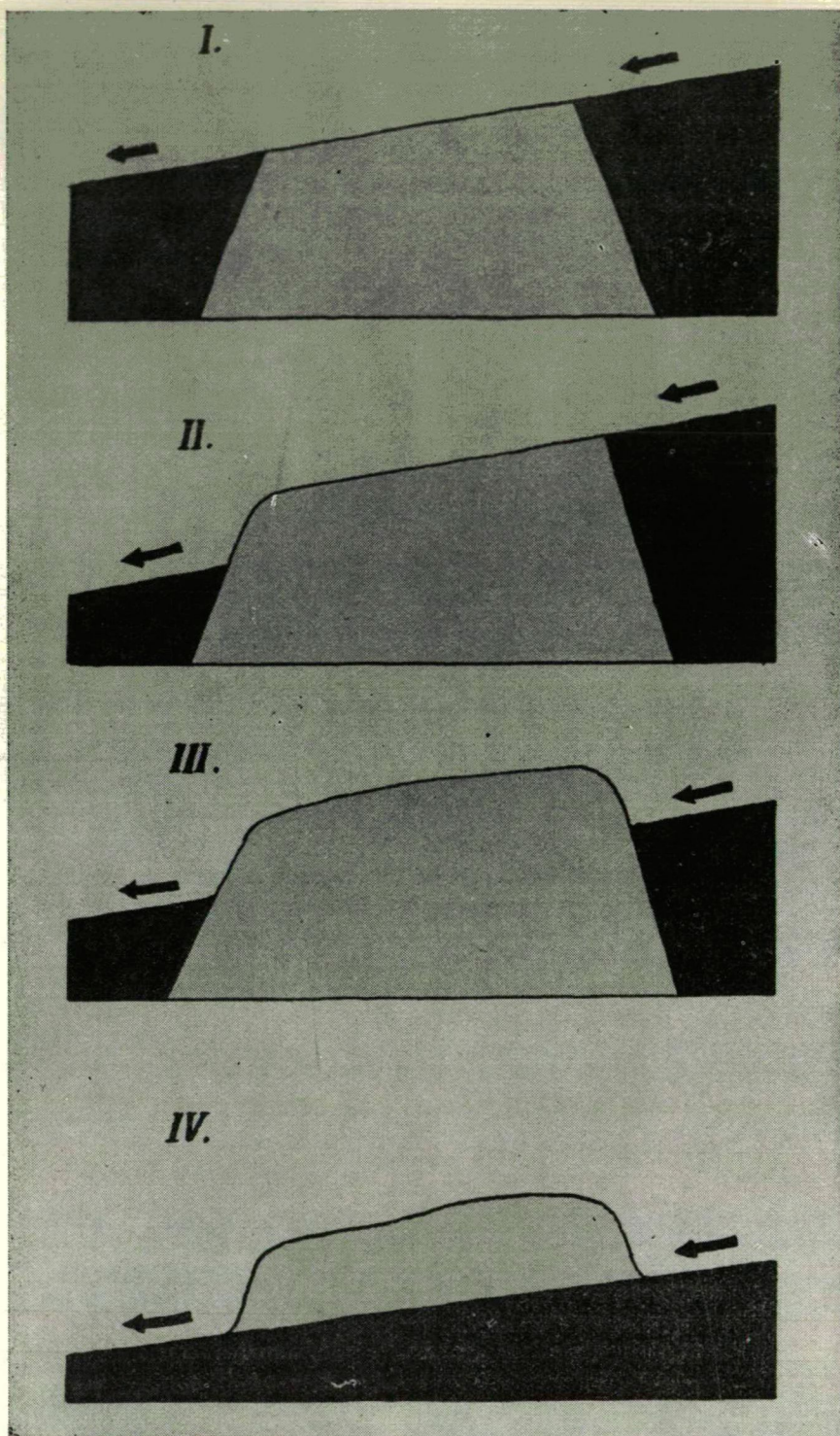


Abb. 2. Schemadarstellungen der theoretischen Arten des (allogenen) Karstes vom Typ B.



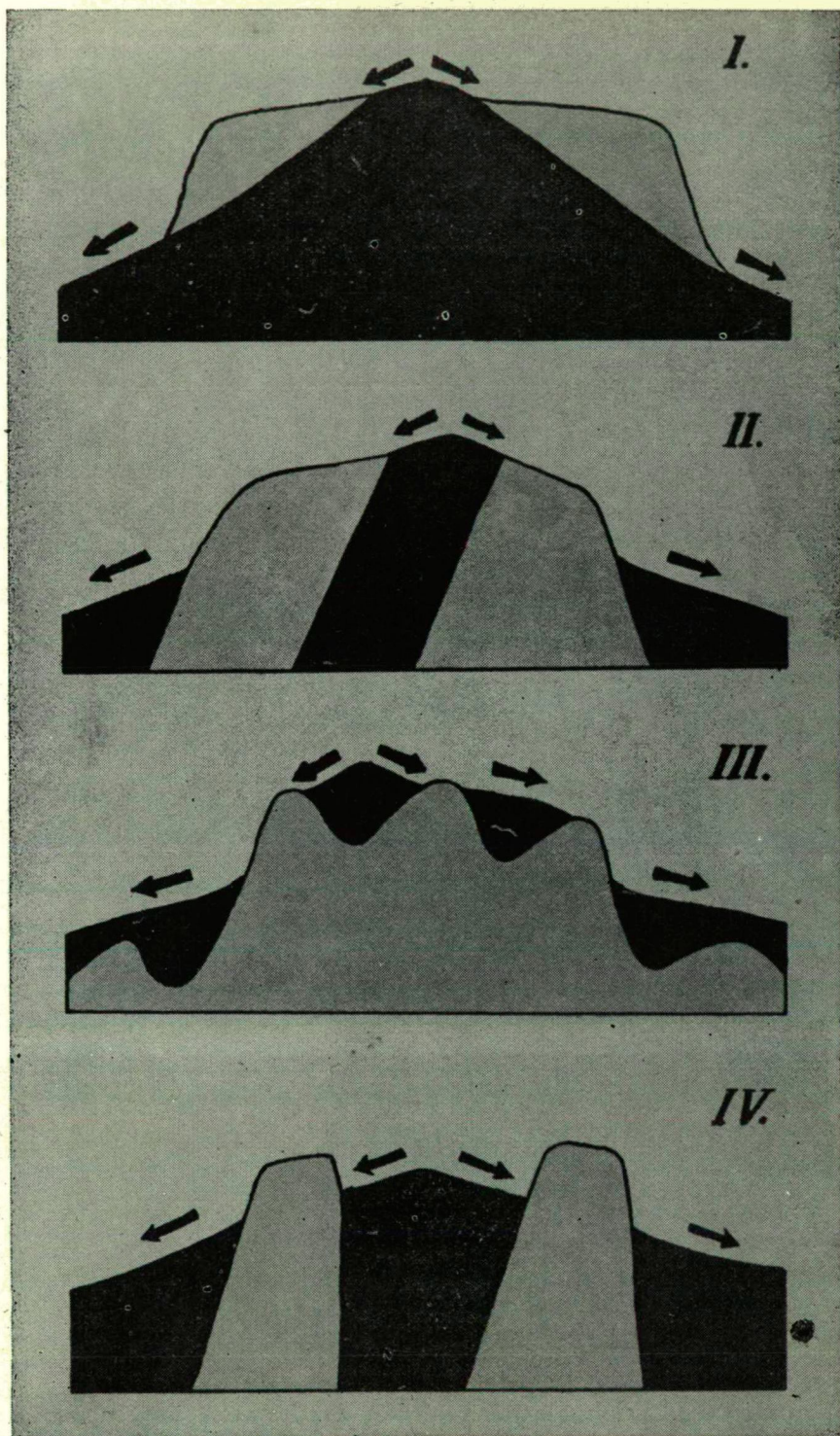


Abb. 3. Schemadarstellungen der theoretischen Arten des (allogenen) Karstes vom Typ B.



Häufig scheint die Karstmasse in ihrer Gesamtheit zum Typ A zu gehören, in den Einzelheiten verhält sie sich doch als Typ B. Einem solchen Fall stehen wir dann gegenüber, wenn im Gesteinsmaterial eines Karstplateaus von grösserer Ausdehnung — das sonst in seiner globalen Lagerung autogenes Kennzeichen hat — auch syngenetisch eingelagerte oder postgenetisch (tektonisch) eingeschaltete fremde und impermeable Gesteine vorhanden sind, und diese stellenweise an der Oberfläche zutage treten. Als ein Beispiel dieses Typs in Ungarn weisen wir auf das Grosse Plateau des Bükkgebirges hin. (Abb. 3.)

Es kommt auch häufig vor, dass der Entwicklungscharakter des orographisch klaren autogenen Karstplateaus in einer vorgeschrittenen Phase der Denudation nach dem Prozess des Typs B verschoben ist, lediglich unter Einwirkung der an der Karstoberfläche anhäufenden korrosiven Überrestprodukte, der Terra rossa oder der durch die Vegetation mächtig gewordenen Bodendecke (Abb. 4.)

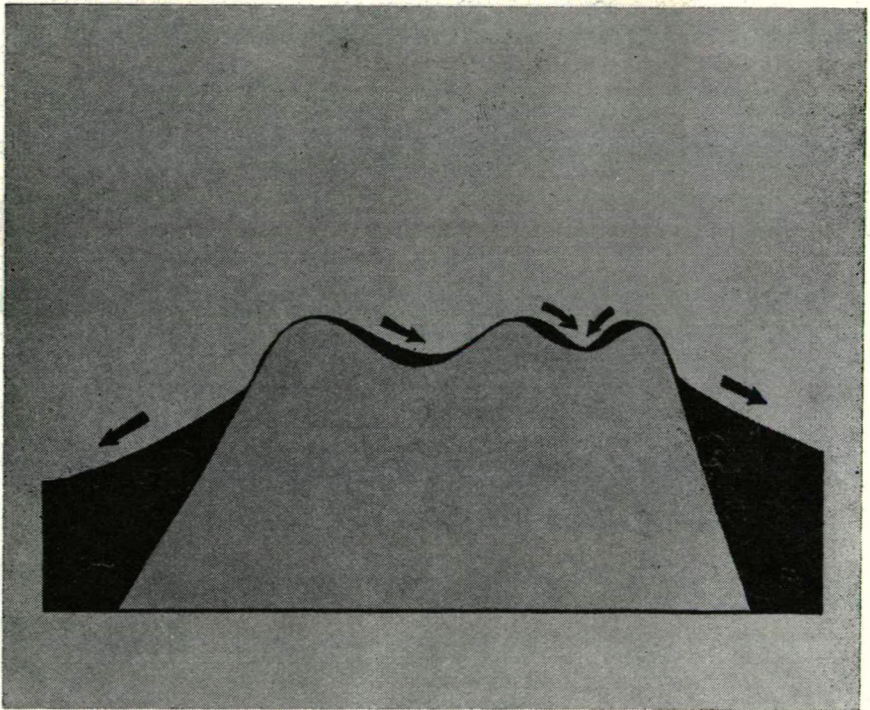


Abb. 4. Profil eines Karstes vom Typ B, der sich aus dem früheren Karst vom Typ A durch oberirdische Bodenbildung (Terra rossa) entwickelte.

Im allgemeinen ist es festzustellen, dass mit ausschliesslicher Reinheit der Typen in der Natur nur der hydrologische Charakter des autogenen Karstes vorkommen kann, während sich im geomorphologischen Antlitz der allogenen Karsten nebst den Merkmalen des Typs B auch die hydrologischen und Formen-Zeichen des Typs A immer zum Vorschein kommen.

Die Studie erhält des weiteren die Analyse der in den Karstvorgängen und Formen unterschiedlichen Widerspiegelung der Denudation in den Gegebenheiten der oben angedeuteten Typenbedingungen.

## I.

### **Merkmale der autogenen Karstdenudation im Falle der unveränderten örtlichen Erosionsbasis**

Der Ausgangszustand der autogenen (Typ A) Karstdenudation kann in den über die örtliche Erosionsbasis ragenden Kalkgesteinsmassen untersucht werden. Die grundlegende lithologische Voraussetzung für den Einsatz des Prozesses ist das primäre Vorhandensein des Kluften- und Lithoklasensystems des Gesteins. Wie bekannt, ist diese Voraussetzung für die in der Natur vorkommenden Kalkgesteinen in den meisten Fällen bereits diagenetisch bestimmt. An tertiären oder noch älteren Kalkgesteinen sind die zur Geltung kommenden postgenetischen geomechanischen Wirkungen meistens nachzuweisen (*Schmidt* 1954, 1957), öfters auch mit orogenetischen Phasen synchronisierbar. So ist die Kluftwasserdurchlässigkeit des Gesteins als eine allgemein bedingte Beschaffenheit des Verlaufs der Karstdenudation zu betrachten.

Das auf die über die örtliche Erosionsbasis ragende Kalkgesteinsmasse gefallene Niederschlagswasser kann also gleich am Anfang der Denudationsperiode ins Kluftsystem einsickern, und dort auf die Gesamtheit des Gesteinschichtenverbandes eine Lösungswirkung des Hydrokarbonats nach drei Dimensionen aus. Die senkrechte Tiefe der oberen Karstzone beträgt aber in den mittel- und osteuropäischen, sowie in den gleichfalls erforschten mediterranen Karstgebieten selten mehr als 15 bis 20 m, d. h. das versickernde Wasser nimmt eine dem Mass seiner Kohlensäuresättigkeit entsprechende Lösungsarbeit nur bis zu dieser Tiefe vor. Nach den Messungsreihen von *Venkovits* (1949: 1, 2), *Trombe* (1952, 1956), *Bögli* (1960) und *Jakucs* (1960, 1966) befindet sich das in die tiefer liegende Zone gelangte gravitative Kluftwasser in den entscheidend meisten Fällen bereits in Kalk-Kohlensäure Gleichgewicht, was — die für Kohlensäurelösung notwendigen Reaktionszeiten (*Bögli* (1957), *Laptyev* (1939, 1949), *Markó* (1961), *Papp* (1954), *Pia* (1953), usw.), die auf Einheit der Wassermenge entfallende Kontaktflächengrösse des Kalkgesteins, sowie die ungeheure Langsamkeit der gravitativen Absickerung (*Kessler* 1956) in Betracht genommen — eine notwendige Folge der chemischen und physikalischen Zustandsanzeiger des Wassers ist.

Der Lösungsgrad und die Horizonttiefe hängen natürlich in grossem Masse von den bestimmenden Klimafaktoren des Gebiets, als Signifikant von den absoluten Werten und der Verteilung des Niederschlags, ferner von den in deren Abhängigkeit entwickelnden Pedosphäre und Vegetationsbild ab. Die Unterschiede der Korrosionsstufen, die auf klimatische Gründe zurückzuführen sind, wurden von *Lehmann*, *Büdel*, *Corbel*, bei uns von *Bulla* (1954) und *Szabó* (1956, 1957) eingehend untersucht. An dieser Stelle aber genügt es uns, diesen Umstand nur anzudeuten, da der von uns behandelte Vorgang der Karstdenudation von den Wirkungen



der klimatischen Abweichungen, die die Dynamik der Denudation beeinflussen, wohl kaum berührt werden.

Wie bekannt, wird der untere Horizont der senkrecht gerichteten Strömung des absickernden gravitativen Karstwassers von der Sättigungszone bestimmt, deren Niveaulage von der örtlichen Erosionsbasis bedingt ist, bzw. — wenn die Tiefenausdehnung des Karstgesteins geringer ist — von einer Karstwassersättigungszone, die von der wasserstauenden liegenden Schicht abhängig ist. Die Bewegungsrichtung dieser Wasserteilchen wird unter dieser Niveaulage („Karstwasserniveau“) nicht mehr von der Schwerkraft, sondern von hydrodynamischen und depressiven Gesetzmässigkeiten bedingt, die in den unter hydrostatischem Druck stehenden, räumlich kommunizierenden Kluftsyste men zur Geltung kommen (Louis 1956, Németh 1959, Lebegyev 1963). Bis aber ein Wasserteilchen die Sättigungszone erreicht, wird es keinem hydrostatischem Druck unterlegen, der das in der oberen 15 bis 20 m mächtigen Zone des Gesteins zustande gekommene Kohlensäure-Kalk Gleichgewicht der Lösung zerstören könnte. So entsteht im Karst eine Zone, wo das primäre Kluftsyste m des Gesteins von dem versickernden Karstwasser nicht mehr gelöst, nicht mehr erweitert, sondern nur als Versickerungsweg im Sinne des Vektors der Adhäsions- und Gravitationskräften benutzt wird. Diese neutrale, vom Gesichtspunkt des Karstvorganges inaktive Sphäre ist umso mächtiger, je höher die Karstoberfläche das Karstwasserniveau bzw. die dieses bestimmende örtliche Karsterosionsbasis überragt.

Wie bekannt, das Karstwasserniveau erhebt sich im Innern der Gesteinsmasse vom Tiefpunkt (von der Quelle) ab entfernt und ergibt von der örtlichen Erosionsbasis ab nach der Mitte des Karstes zu eine gewölbte Fläche, eine sogenannte „Uhrglasfläche“ (Grund 1912, Horwitzky 1942). Diese Erscheinung ist umso prägnanter, je jünger bzw. von je engerer Kapazität das primäre Kluftsyste m vom Gesichtspunkt des Wasserdurchlasses der Zeiteinheit ist. Selbst das Gestein mit entwickeltem Lithoklasensyste m ist aber nicht imstande, dem in dreidimensionel-lem Raum versickerten Wasser ohne Aufstoss einflächigen Abfluss in zwei Dimensionen in Richtung der Quelle zu gewähren. Bis aber die Niveaudpression der Sättigungszone umso grösser ist, je unentwickelter das Kluftsyste m ist, umso Mächtiger ist auch im Innern der Gesteinsmasse des Karstes die Zone, in der die Stromrichtung der Wässer von der Depressionslage des Quellortes bestimmt ist. Die Strömung des Karstwassers nach der Quelle zu erfolgt also nicht in der Ebene, sondern im Raum. Das senkrechte Profilbild von der statistisch waagerecht gerichteten Wasserteilchen gekennzeichneten Gesteinszone erinnert an Linse in den Karstmassiven, deren Kalkgesteinsschichten im Verhältnis zum Quellhorizont auch in grössere Tiefe absinken (Abb. 5.). Bei den autogenen Karsten hingegen, wo die räumliche Lage der Karstwasserlinse nicht von der örtlichen Erosionsbasis bestimmt wird, sondern von den das Liegende des Kalkgesteins bildenden wasserstauenden Schichten („hängendes Karstwasser“), ist die Linse natürlich nur nach oben gewölbt, während ihre untere Fläche sich nach der Oberfläche der undurchlässigen liegenden Schicht richtet (Abb. 6.).

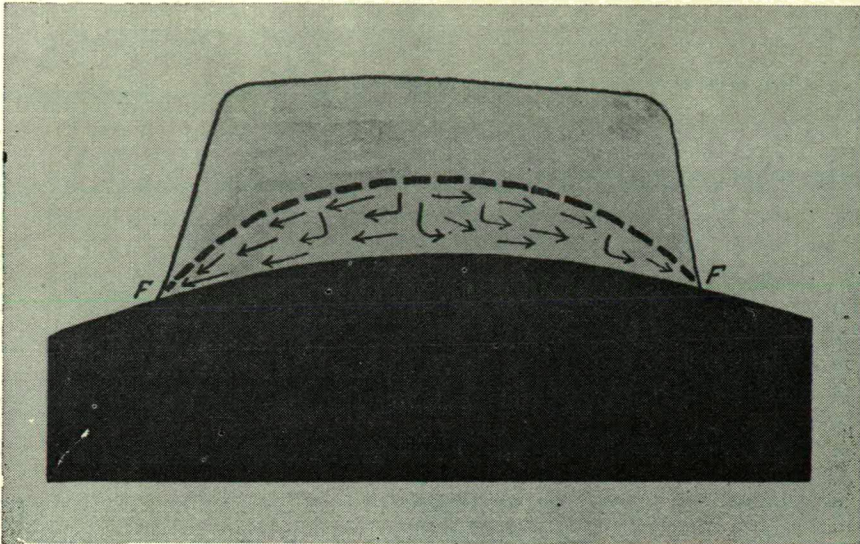


Abb. 5. Die Linsenzone des autogenen Karstes im Falle des vom Niveau der Karsterosionsbasis tiefer liegenden Gesteinsverbandes. (F = Quellort. Die Pfeile geben die Strömungsrichtung des Wassers an.)

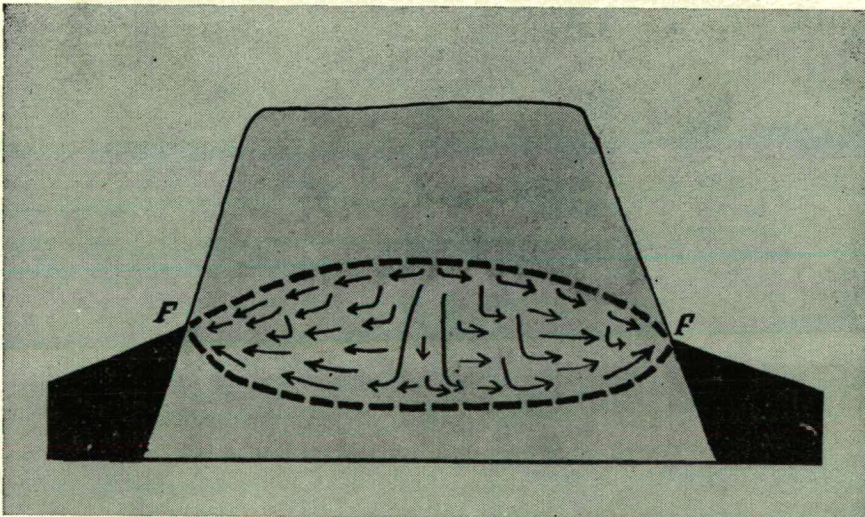


Abb. 6. Die Linsenzone des autogenen Karstes im Falle des „stützenden Karstes“. (F = Quellort. Die Pfeile geben die Tendenz der Strömungsrichtung des Wassers an.)

In der Karstwasserlinse sind alle Spalten, Klufte mit Wasser erfüllt, und so werden die in der Linse strömenden Wasserteilchen der Wirkung eines erhöhten hydrostatischen Drucks unterlegen. Das Karstwasser wird also in der Linse wieder lösungsfähig und beginnt das Gesteinsmaterial zu lösen in der Abhängigkeit der darauf wirkenden Druckerhöhung,



sowie der damit zusammenhängenden Aktivierung der in der Lösung und in den damit in Verbindung stehenden Luftblasen im Gleichgewicht vorhandenen Kohlensäure (Jakucs 1960, 1966). Die Druckerhöhung kommt in der unteren Horizontfläche am prägnantesten zur Geltung, darum ist hier die sekundäre Intensität der Lösung am stärksten.

Infolge der sekundären Korrosion erweitern sich aber nicht nur die horizontalen Lithoklasensysteme der Linse, sondern dieses Ergebnis wirkt — wegen des durch die Lithoklasenerweiterung erleichterten Wasserdurchliessens — selbst auf die Konvexität der Linse zurück, deren obere Horizontfläche es verplattet, und dadurch auch den auf das Wasser wirkenden hydrostatischen Druck herabsetzt. Deshalb entwickelt sich bereits in der Anfangsperiode des Karstentwicklungsvorganges das Niveaugleichgewicht der Linsenfläche, das sich (die durch die auf den Karst fallenden Niederschläge verschiedener Grössenordnung verursachten kurzfristigen Verschiebungen der Niveaufläche ausser Acht gelassen) in den späteren Phasen des Karstdenudationsvorganges im wesentlichen nicht mehr verändert.

Auf *Abbildung 7* werden in diesem Sinne die Zonen der charakteristischen Denudation des autogenen Karstes in der ersten Periode der Karstentwicklung dargestellt, und zwar teils im Falle der mit Vegetation bedeckten Karsten der Mittelgebirge (*Figur I*), teils im Falle der Karsten vom Typ A der Hochgebirge (*Figur II*).

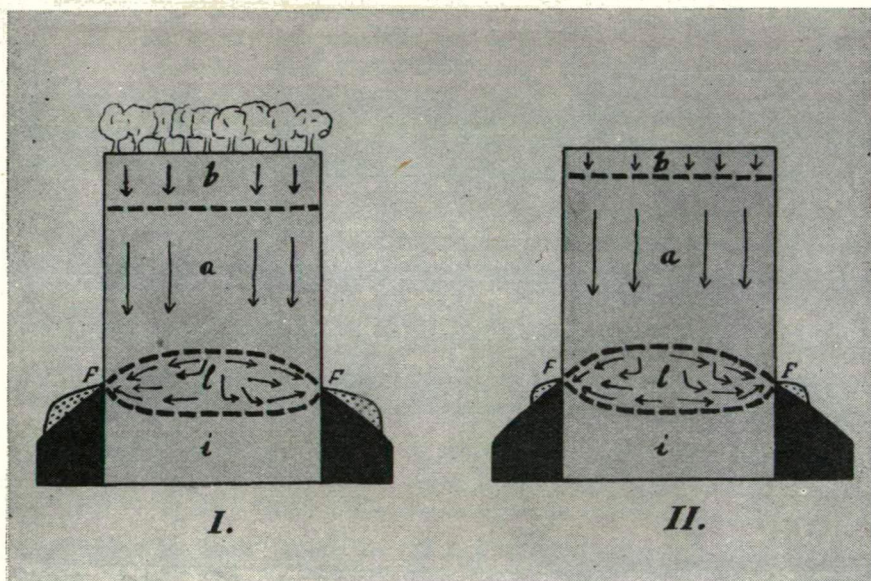


Abb. 7. Die Denudationshorizonte des autogenen Karstes in der ersten Periode der Karstentwicklung in den Gebilden des Mittelgebirges (I) und des Hochgebirges (II). (b = Versickerungszone bei I mit starker und bei II mit schwacher Kalklösung; a = gravitative Absickerungszone ohne Kalklösung; l = Linsenzone mit sekundärer gespannter Kalklösung; f = Quellhorizont bei I mit starker, bei II mit schwacher Kalktuffablagerung; i = inaktiver Tifkarstzone. Der unter den Quellorten mit Punktierung bezeichnete Streifen stellt Anhäufung von Kalktuffsedimente dar.)



Das aus dem Karste an den Quellen zutage tretende Wasser wird von dem in der Linse vorherrschenden hydrostatischen Druck befreit, und infolgedessen lagert es das unter Wirkung des Überdrucks in der Linse gelöste Kalkmaterial in Anhäufungsformen von Quellschichten und Kalktuffen ab.

Wenn der partielle Druck des  $\text{CO}_2$ -Gehalts der Atmosphäre an der Quelle geringer ist, als der partielle  $\text{CO}_2$ -Druck der auf das in die Karstoberfläche versickernde Wasser wirkenden Luft unmittelbar vor dem Eindringen in das Kluftsystem war, so lagert das Wasser auch infolge Teilabgabe des  $\text{CO}_2$ -Gehalts des Karstwassers an der Quelle Kalktuff ab. Dieser Umstand kann aber lediglich im Falle solcher Karsten eine ernsthafte Rolle spielen, die mit Vegetation und humosen Böden bedeckt sind, wo der Kohlensäuregehalt des Niederschlagswassers, das durch den mit Baumblättern, Wurzeln usw. vollen Boden versickert, wesentlich angereichert werden kann. In den Karsten der Hochgebirge, wo das Gestein von keinen humosen Böden bedeckt ist, und wo keine Vegetation an der Karstoberfläche wächst, ist diese Wirkung ausgeschaltet, und nur der Temperaturfaktor kann mit einer ganz untergeordneten Rolle zu der aus gespannter Kalklösung stammenden Kalktuffablagerung in der Karstwasserlinse beitragen. Das ist der Umstand, wo die Luft über dem Karstplateau kühler sein muss, als in den tieferliegenden Quellentälern. Da aber diese Wirkung im Gegensatz zu Rolle der Bodenatmosphäre kaum berücksichtigt werden kann, bemerken wir daher, dass die Kalktuffanhäufung der Karstquellen in den Hochgebirgen immer wesentlich geringer ist, als die der Karstquellen in den Mittelgebirgen und den mediterranen Gebieten. Die angeführten Unterschiede werden auf der *Abbildung 8* veranschaulicht, die wir auf Grund der zusammenfassenden Auswertung der in den Alpen, den Appeninen, der Dinariden und den Karpaten durchgeführten Messungen zusammengestellt hatten.

Die unter der Linsenzone gelegenen Gesteinsschichten des Karstmassivs spielen keine Rolle in der Karstdenudation. Zwar sind hier die Gesteinsklüfte mit gespanntem Wasser erfüllt, nimmt doch das Wasser an der hydrographischen Zirkulation des Karstwassers nicht teil, und deshalb kommt ein dauerhaftes physikalisch-chemisches Gleichgewicht ohne Lösungsvorgang zustande. Diese Zone des Karstes wurde von uns inaktiver Tiefkarst genannt.

Aus alledem, was über die Linsenzone des Karstmassivs ausgeführt worden ist, ergibt sich, dass sich darin die stärkste Tendenz nach Kalklösung in der Nähe des Grundhorizontes der Linse herausbildet. Deshalb nähert sich die Hauptströmungsfläche der Linsenzone dem unteren Horizont des Linsenkörpers an, denn hier erweist sich später die am ausdrücklichsten korrosive Erweiterung der wasserführenden Klüfte. Dieser Horizont, also der Horizont der Bildung von korrosiven Karsthöhlen und Wasserwegen liegt unterhalb des Quellorizonts in dem auch über eine inaktive Tiefkarstzone verfügenden Karstmassiv.

Im Laufe der fortschreitenden Karstdenudation kann der angeführte Prozess zur korrosiven Höhlenbildung unter dem Karstwasserspiegel führen. Die sich eventuell zu Höhlen umwandelnden, sich erweiternden Karstwasserkanäle erstrecken sich auf dem Boden des Linsenkörpers

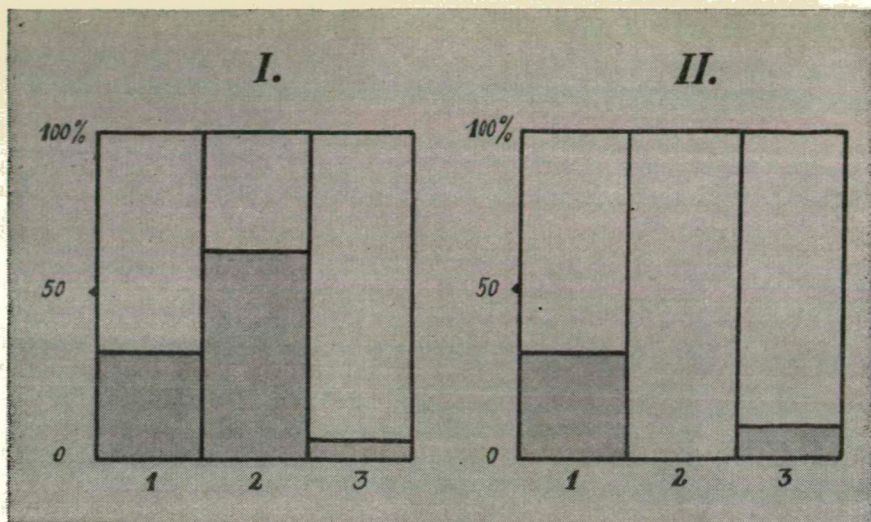


Abb. 8. Genetische Diagramme der Kalktuffanhäufungen der Quellen in den A-Karsten vom Mittelgebirg- (I) und Hochgebirgscharakter (II). (1 = Kalktuffablagerung, die aus der gespannten Kalklösung der Karstwasser-Linse stammt, 2 = Kalktuffablagerung, die aus dem voneinander abweichenden partiellen  $\text{CO}_2$ -Druck des Versickerungs und Quellenraums stammt, d. h. die Ausscheidung des in der B-Zone gelösten Kalkes, 3 = Kalktuffablagerung, verursacht durch den  $\text{CO}_2$  Verlust nach Erwärmung des Quellwassers. Es ist zu bezeichnen, dass der 100-prozentige Wert des Diagramms in beiden Fällen auf die volle Menge der Kalktuffablagerung mit Mittelgebirgscharakter bezogen ist.)

meist horizontal und erheben sich in der Nähe der Quelle steiler (Quellkanalstyp Vauclose).

Die Karstdenudation spiegelt sich des weiteren in der wachsenden Anzahl der Dolinierungen an der Oberfläche. Der Vorgang der Dolinenbildung spielt sich aber lediglich in dem oberen 15 bis 20 m mächtigen Versickerungshorizont des Gesteins (b-Horizont) ab durch eine beträchtliche korrosive Erweiterung des Kluftsystems des Gesteins, durch zeitweilige Zusammenschlüsse der Klüfte und durch Senkung mit Nachsturz des Geländes. Der Senkungsvorgang der vollen Karstausbildung, die sich in Dolinenbildung zeigt, ergibt demnach eine immer grössere Verschiebung der unteren Horizontfläche des b-Horizontes nach unten (Abb. 9).

Die zweite Phase der autogenen Karstdenudation wird von der Dauer gekennzeichnet, in der die gravitative Versickerungszone (a-Horizont) — im Laufe des andauernden Herabsinkens des b-Horizonts im Gelände — letzten Endes völlig aussetzt und die Korrosionszone des b-Horizontes mit der Linsenzone unmittelbar in Verbindung kommt. Wenn sich der b-Horizont mit der Linsenzone schon unmittelbar berührt, tritt der Karst in die dritte, letzte Phase der Denudation.

Wie gesehen, sind die erste und zweite Entwicklungsphasen in der Linsenzone von der korrosiven Auslaugung und Erweiterung der Hohlräume gekennzeichnet. In der dritten Phase wird dieser Vorgang zum



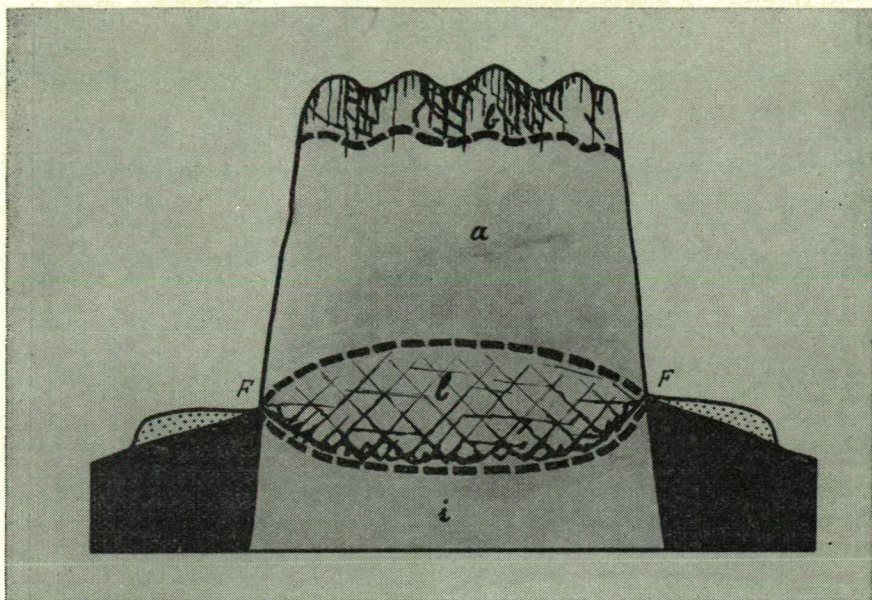


Abb. 9. Die zweite Denudationsperiode der autogenen Karste. (Dolinierung des b-Horizontes, Verdünnung des a-Horizontes, korrosive Aushöhlung der Linsenzone. Das unter den Quellorten mit Punktierung bezeichnetes Sediment weist auf die Kalktuffanhäufung an.)

Stehen gebracht, sogar rückständig gemacht. Der a-Horizont ist nämlich nicht mehr vorhanden, der früher verhinderte, sozusagen absehte die von der Oberfläche vom Wasser mitgerissenen Lösungsreste und das von der Verwitterung stammende feste Schwemmmaterial, und so werden jetzt alle durch die untereinander verbundenen erweiterten Spalten, Kanäle des b-Horizontes und der Linsenzone in die Linsenzone fortgerissen, wo sie die Verschlammung der Wasserwege hervorrufen. Während also eine immer grössere Verschlammung der senkrechten Wasserwege im b-Horizont in der zweiten Phase erfolgte (Bildung der geologischen Orgel), geht dieser Vorgang in der dritten Phase auf die Wasserwege der Linsenzone über.

In der zweiten Phase der Denudation spielt übrigens genau dieses im b-Horizont stauende und stellenweise sich anhäufende tonige, eine Art Terra rossa, Sedimentmaterial eine entscheidende Rolle in der flächenhaften Einebnung, Ausgleichung der Karstdenudationseffekte im b-Horizont. Dadurch nämlich, dass die Terra rossa auf den Boden der ausgebildeten Dolinen als Wasserstauer zusammengewaschen wird, werden die der Karstdenudation anfangs mehr ausgesetzten Stellen von der flächenhaften, Niederschlagskorrosion erzeugenden Einwirkung isoliert, und so kommt jetzt die Angegriffenheit der früher weniger denudierten Zwischendolinenkämme prägnanter zum Ausdruck. (Als klassische Beispiele für die zeitweilig verstopften Dolinen seien das Karstplateau von Karlovac, sowie die Dolinen der Vöröstó-Uvala bei Jósaváfő erwähnt.)



Als statistisches Schlussergebnis dieses Vorgangs wird die Denudation des Karstplateaus in allen Teilen des Plateaus zu einem annähernd gleichmässigen Vektor und führt zur Konservierung der Plateausgepräge trotzdem, dass grosse dynamische Unterschiede in der Denudation der kleineren lokalen und zeitlichen Einheiten der auf das gesamte Plateau bezogenen Arealität auszuweisen sind. Letzten Endes wird — gleichzeitig mit der schrittweise vollziehenden Verschmelzung und Verdünnung des b-Horizontes und der Linsenzone — die Verrumpfung des Karstes bzw. seine Abtragung bis zum wasserstauenden Liegenden abgeschlossen (Abb. 10).

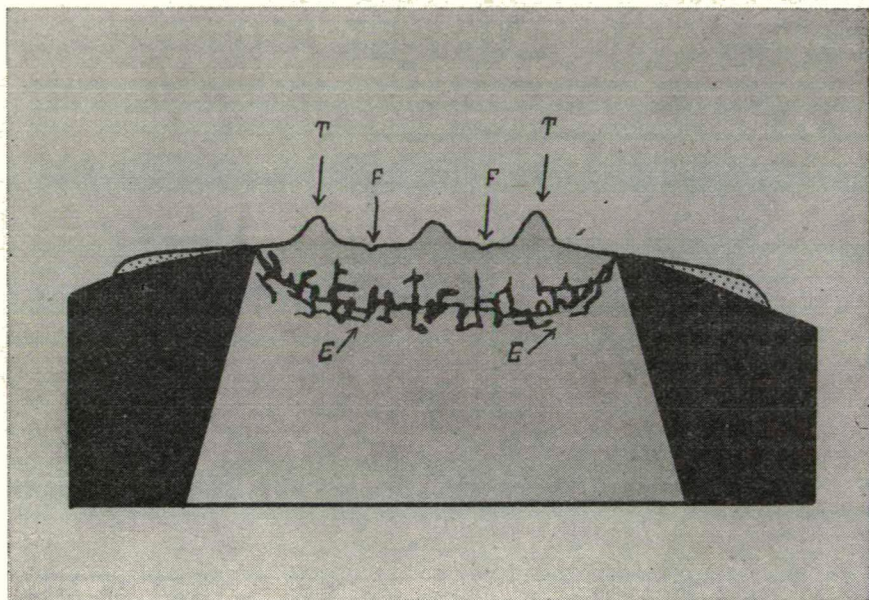


Abb. 10. Die dritte Denudationsperiode der autogenen Karste: der verrumpfende Karst. (F = oberirdische Wasserabflüsse, T = Kalkgesteinzeugenberge, E = verschlammte, eingestellte Hohlräume in der alten Linsenzone.)

Wie gesehen, spielt der a-Horizont im Vorgang der Karstdenudation keine qualitative Rolle, sondern nur eine die Abtragungsdauer bestimmende Rolle. Je grösser nämlich die Mächtigkeit des a-Horizontes am Anfang der Karstdenudation ist, desto länger dauert das Vollziehen der völligen Abtragung; desto später ist der nach unten angreifende b-Horizont imstande den zur Reserve dienenden a-Horizont zu verzehren. Dieser Vorgang kann anders in folgenden Worten abgefasst werden: je höher eine Kalkgesteinsmasse die örtliche Erosionsbasis überragt, desto mehr Zeit hat die korrosive Karstdenudation an der Oberfläche eine immer grössere Anzahl von Karstformen auszubilden. In Bezug auf den Charakter des Verkarstungsprozesses erfolgt eine qualitative Änderung nicht einmal in dem Falle, wenn der a-Horizont an einem autogenen Karst — wegen dessen schlechthin vorhandener, relativ geringer Niveauhöhe — schon am Anfang des Prozesses fehlt.

## II.

**Merkmale der autogenen Karstdenudation im Falle  
der zwischenzeitlichen Änderungen der örtlichen Karsterosionsbasis**

Bisher wurde die Karstentwicklung von Typ A in dem vorausbedingten idealen Grundfall untersucht, wo sich die für das karstgesteinsverbandes charakteristische örtliche Erosionsbasis (die Niveaus der Quellhorizonte) während der Dauer der Verkarstung nicht geändert hatte. Aber im Falle der in der Natur vorkommenden autogenen Karsten können wir mit der Unveränderlichkeit der Erosionsbasis praktisch nur bei den Karstmassiven rechnen, in denen die Quellorte, und auch die Lage der Karstwasserlinse von einem wasserstauenden Liegenden bestimmt ist, und bei denen eben darum eine ganze Reihe von Kalkgesteinschichten an der Verkarstung teilnimmt.

Bei den Karstmassiven, die auch eine Tiefkarstzone haben, sind hingegen in der Regel die beim Karst geltenden örtlichen Erosionsbasen in der Wirklichkeit während der Verkarstungsperiode beträchtlichen Veränderungen unterworfen, was sich aber jeweils in den eigenartigen Ergebnisunterschieden der Denudation widerspiegelt. Infolge tektonischen, orogenetischen Bewegungen oder relativer Hebung der Umgebung des Karstes wegen starker Akkumulation konnte sich im Verhältnis zur in der früheren Periode geltenden Erosionsbasis ein höher gelegenes Niveau der Karsterosion gestalten (*Abb. 11, Fälle I u. II*). Am meisten ist aber das Niveau der neueren Erosionsbasis tiefer gelegen. Dieser Fall stellt sich in der Regel bei der tektonischen Hebung des Karstmassivs, bzw. beim tieferen regressiven Einschneiden der anzapfenden Abflusstäler ein (*Abb. 12, Fälle I u. II*).

Die bei der Änderung des Niveaus der Erosionsbasis wirkenden Faktoren können also verschiedenartig sein, in letzter Reihe aber ergeben sie die relative Gehobenheit oder Gesunkenheit der Karstgesteinsmasse. Im folgenden überblicken wir den Verlauf der für diese wechselnden Erosionsbasisverhältnisse geltenden Denudation.

Die relative Hebung der Erosionsbasis, oder was damit eindeutig ist: das relative Herabsinken des Karstmassivs dadurch, dass die Linsenzone der verkarstenden Gesteinsmasse gestaltende Korrosionsniveau zu einem höheren, zweiten Niveau gehoben wird, ergibt im wesentlichen die Verkürzung der Denudationsdauer.

Die alte Linsenzone wird jetzt eine dem neuen Zustand entsprechende inaktive Tiefkarstzone eingebettet und wird inaktiv. Die Hohlräume der in den Tiefkarst gesunkenen Alten Linsenzone sind auch weiterhin voll mit Wasser erfüllt. Dieses Karstwasser steht unter hydrostatischem Druck, aber die Zirkulation, die Strömung des Wassers hört auf, oder nimmt in so grossem Masse ab, dass auch der Erweiterungsvorgang der ausgelaugten Hohlräume eingestellt wird. Da aber keine beträchtliche Wasserströmung in diesen Hohlräumen vorhanden ist, kommt infolgedessen keine Art von Tonsedimenten in sie hinein, die mit der Zeit in den Hohlräumen sich ablagern, sie aufschütten und beseitigen könnte. Deshalb können die korrodierten Hohlräumensysteme der fossilen Linsenzone — vielleicht hundert oder mehrere hundert Meter tief unter dem



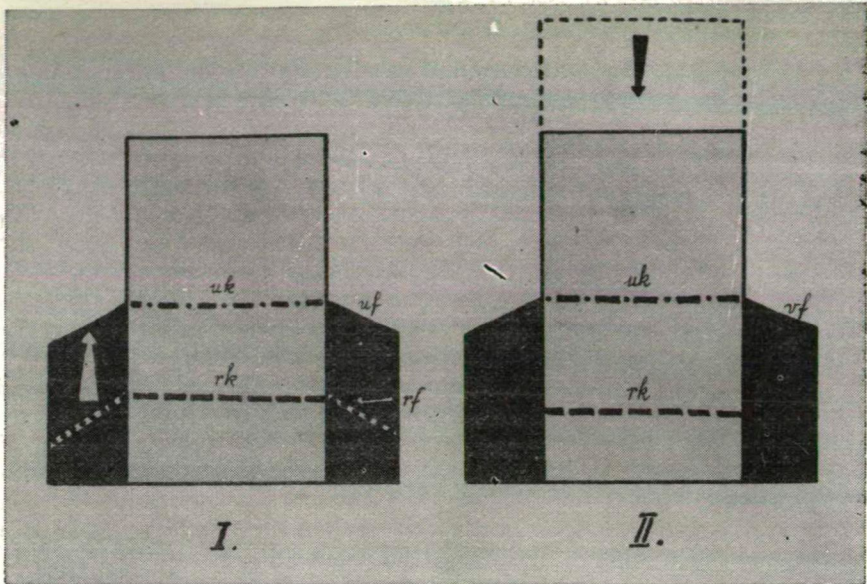


Abb. 11. Niveauveränderung der Karsterosionsbasis im Falle von Hebung der Niveauhöhenlage der wasserstauenden Umgebung des Karstblocks (I) und im Falle von relativer Senkung der Karstblockmasse (II). (uk = neues Niveau der Karsterosionsbasis, rk = altes Niveau der Karsterosionsbasis, uf = junges Gelände der das neue Niveau der Erosionsbasis bestimmenden wasserstauenden Schicht, rf = Oberfläche mit unveränderter Niveauhöhenlage der das alte Niveau der Erosionsbasis bestimmenden wasserstauenden Schicht. Die Pfeile geben den Charakter der Niveauveränderung des Geländes an.)

neuen Niveau der Karsterosionsbasis — in ergeschichtlichen Sinne genommen lange Zeit hindurch konserviert werden, als hohlräumige, ausdrücklich wasserspeichernde Zonen in der Tiefe des Karstes.

Im Hinblick darauf, dass sich die Wasserwege solcher Zonen einst in der Linsenzone gebildet hatten, und zwar unter Wirkung des horizontal strömenden Wassers, so sind diese Wasserwege auch jetzt durch weitreichende Verbundenheit untereinander gekennzeichnet. Eben deshalb sind bei den tiefer als das Karstwasserniveau durchgeführten Bergarbeiten die Einbrüche der Karstwässer, die aus solchen tief gekommenen Hohlräumen der Linsenzone stammen, von katastrophalem Ausmasse, manchmal sogar unaufhaltbar.

Wie oben erwähnt, hat die relative Erhöhung der Erosionsbasis während der Verkarstung die Verkürzung der Dauer der Karstdenudation zur Folge. Der Satz ist aber auch umgekehrt gültig: wenn wir in einer Karstmasse die Verkürzung der Denudationsdauer beobachten, können wir daraus auf ihr relatives Herabsinken während der Denudationsphase schliessen. In irgendeinem Karstgebiet kann dagegen die Dauer der vergangenen aktiven Verkarstungsperiode nach dem Masse der Dolinenbildung beurteilt werden. Je kürzer nämlich die Verkarstungsdauer ist — bei sonst gleichen geologischen, klimatischen usw. Bedingungen — desto geringer ist der Entwicklungsgrad der Dolinenbildung.



Aus den oben angeführten ergibt sich für die Praxis folgendes: in der Umgebung solcher Karstgebiete, an derer Oberfläche nur in geringem Masse Dolinen gebildet wurden, sind Bergarbeiten aller Art gefährlich, wegen der Karstwassereinbrüche, die leicht verhängnisvoll werden können. Dagegen spielt der Tiefbergbau in den Karstgebieten, deren Oberfläche starke Dolinenbildungen, lange Denudationszeiten aufweist, eine wesentlich untergeordnete Rolle.

Die Erfahrungen des heimischen Bergbaues rechtfertigen diesen Satz. An den Karstoberflächen unserer am ausdrücklichsten karstwassergefährlichen Bergbaugebieten (Dorog, Tokod, Tatabánya, usw.) sind Dolinenbildungen nur kaum vorzufinden, während die Karstwassereinbrüche im Karsgebiet vom Mecsek mit starker Dolinenbildung an der Oberfläche für den Tiefbergbau wesentlich weniger Probleme bedeuten.

Es ist offensichtlich, dass in einem Bergbaugbiet die Möglichkeit des Karstwassereinbruchs von zahlreichen anderen Umständen (z. B. Anzahl, Lage, Öffnungsgrad der tektonischen Bewegungsflächen usw.) bedeutend beeinflusst wird und die gefährlichsten Abbaustrassen zu bezeichnen ermöglichen. Wir hoffen doch aufrichtig, dass uns diese Erkenntnis zum Verständnis der unerwarteten Karstwassereinbrüche näher bringt, die sich gewöhnlich nicht an den Verwerfungen zeigen und manchmal demgegenüber die ganze Grube unter Wasser setzen. Die zu erwartenden Stellen solcher Wassereinbrüche vermögen wir bei unseren

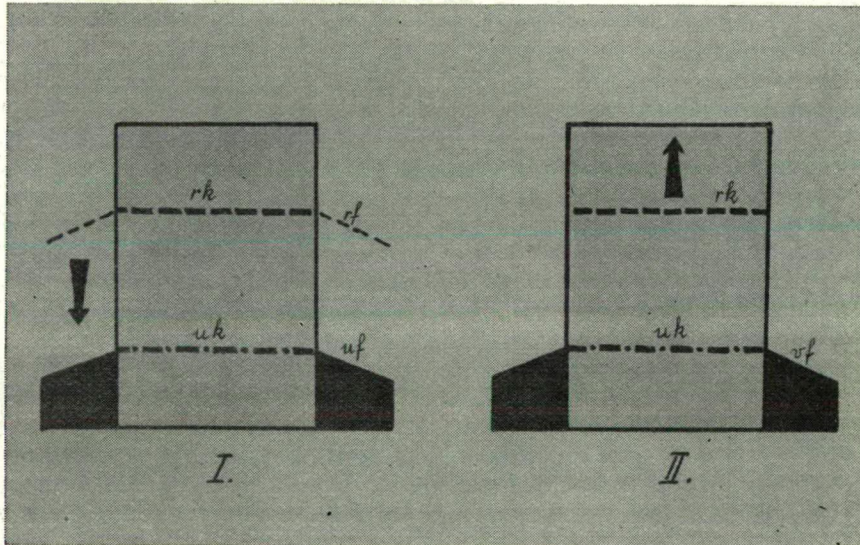


Abb. 12. Niveauveränderung der Karsterosionsbasis im Falle der Senkung der Niveauhöhenlage infolge des tektonischen oder erosiven Vorgangs der nichtkarstigen Umgebung (I) und im Falle der relativen Hebung der Karstblockmasse (II). (uk = neues Niveau der Karsterosionsbasis, rk = altes Niveau der Karsterosionsbasis, uf = das ursprüngliche Gelände der das neue Niveau der Erosionsbasis bestimmenden wasserstauenden Schicht, vf = das Gelände von unveränderter Niveauhöhenlage der das Niveau der Erosionsbasis bestimmenden wasserstauenden Schicht. Die Pfeile geben den Charakter der Niveauveränderungen an.)

heutigen Kenntnissen, leider, nicht einmal mit Wahrscheinlichkeit voraussagen. Aber die besonders gefährdeten Zonen können durch Bestimmung der Lage der einstigen abgetragenen Linsenzonen mit annähernder Genauigkeit berechnet werden.

Die relative Senkung der Erosionsbasis während der Verkarstung, oder was damit eindeutig ist: die relative Hebung der Karstmasse dadurch, dass sich die Linsenzone tiefer drängt und so der a-Horizont des Karstes mächtiger wird, führt zu einer längeren Denudationsdauer. An solchen Karsten wird — gerade wegen der längeren Verkarstungszeit — die Dolinenbildung ausdrücklicher sichtbar, deren Mass also nicht den Fortschritt der Denudation selbst bezeichnet, sondern nur den objektiv vollgezogenen Bruchteil der sonst völlig relativen Denudationsdauer.

In dem während der Karstabtragung relativ erhobenen autogenen Karst kommt die einstige Linsenzone in den a-Horizont, und an dem durch die Erosionsbasis bestimmten neueren Niveau entwickelt sich jetzt eine neuere Linsenzone. Die Hohlräume der höher verstellten alten Linsenzone werden trockengelegt und in die früher mit gespanntem Wasser erfüllten Korrosionshöhlräumen, Spalten dringt Luft hinein. Wenn die korrodierende Aktivitätsperiode dieser alten Linsenzone andauernd war, so zeigt jetzt das Erscheinen inaktiver korrodierter Quellenhöhlen das Niveau dieser alten Linsenzone. Wenn aber die vorangehende Periode kürzer war oder mit den auf die Dynamik der Karstkorrosion ungünstig wirkenden glazialen Perioden zusammenfiel, so wird es nur durch ein von erweiterten Spalten- und Kluftsystemen mit korrodierten Wandungen durchzogenes Gesteinsniveau im Innern der Karstmasse bezeichnet.

Die Kennzeichen, die für die in der Linsenzone unter Druck entstandenen korrodierten Höhlen sonst immer charakteristisch sind und die Genetik mit Sicherheit erkennbar machen, ergeben sich aus den bisherigen Ausführungen:

1. Die Eingangsöffnung der Höhle (der alte Quellort) liegt höher, als die übrigen Abschnitte der Höhle, darum können wir in die mehr oder weniger horizontalen Abschnitte nur durch die alte Quellschote uns hinablassend gelangen. (Beispielsweise verweisen wir auf die István-Höhle in Lillafüred, oder auf die Legény-Höhle im Pilisgebirge, usw.)
2. Die Höhle hat kein ausdrücklich einflächiges Sohlen- und Deckenniveau. Engere korrodierte Gänge, Kanäle sind mit grösseren, geräumigeren — gleichsam korrodierten — Sälen in Verbindung. Es gibt viele korrodierte Schote. Die korrodierten Schote und Hohlräume sind in verschiedenen Höhen der Sohlenniveaus verteilt.
3. Die Höhle haben keine Flussbetten und keine Felsterrassen.
4. Der Grundriss der Höhlen erinnert lieber an einen launenhaften Labyrinth, als an eine Flusssystemskarte: an den zentralen Hauptfluss und die darin mündenden Nebenflüsse.
5. Die Richtungen der früheren tektonischen Präformation des Gesteins kommen in den Richtungen des Grundrisses in starkem Masse zum Ausdruck.



Solche durch das gespannte Karstwasser der Linsenzonen ausgelaugten Höhlen erinnern in ihren Erscheinungsformen und auch in den Übereinstimmungen ihrer Genetik in vielem an die durch warmes Wasser ausgelaugten hydrothermalen Höhlen. Bei uns gehört zu diesem Typ z. B. die István-Höhle in Lillafüred, die Legény-Höhle und die Leány-Höhle im Pilisgebirge, und man könnte darüber diskutieren, ob in der Entstehung der Höhlen von Solymár, Mátyáshegy, Pálvölgy und Ferenchegy das alte Kaltwasser der Linsenzonen wichtigere Rolle spielte, als das Warmwasser.

Die Hohlräume und Spalten der gehobenen und so inaktiv gewordenen Linsenzonen in der gravitativen Zone des Karstes (a-Horizont) kommen mit dem versickernden Karstwasser, das bereits für gesättigte Kalksteinlösung gehalten werden kann, in Berührung. Dieses Wasser kann jetzt in den über freien Luftraum und die Möglichkeit der Luftzirkulation verfügenden Hohlräumen Kohlendioxid abgeben und so Tropfsteinablagerung durchführen. Der Tropfsteinbildungsvorgang durchführen. Der Tropfsteinbildungsvorgang ergibt mit der Zeit die Ausfüllung der Hohlräume, das Aufhören der Evakuationsräume.

In den Hohlräumen des autogenen Karstes ist aber nur eine der Bedingungen der Tropfsteinbildung, die des CO<sub>2</sub>-Verlustes, gegeben. Es fehlen hier die Bedingungen der aktiven, in der Linsenzonen unter Druck gestandenen Tropfsteinbildung, die bei den später zu behandelnden Höhlen der allogenen Karsten so grosse Rolle spielen wird, wir sind ja aber im a-Horizont des Karstes, wo das Wasser noch keinem erwähnenswerten hydrostatischen Druck ausgesetzt ist. Deshalb erfolgt die Tropfsteinbildung der korrosiven Höhlenräume der autogenen Karsten (Typ A) immer in geringerem Masse, als die Tropfsteinbildung der in der aktiven Linsenzonen erosiv erweiterten Höhlenwege der allogenen Karste (Typ B). (Aus unseren vergleichenden Forschungen, die wir in dieser Hinsicht in der Piliser Legény-Höhle und der Aggteleker Friedenshöhle durchführten, ergibt sich, dass die Tropfsteinbildung an einer Deckeneinheitsfläche in der Piliser Höhle 10 bis 15% ausmacht, gegenüber der 100-prozentigen Tropfsteinbildung an gleicher Deckeneinheitsfläche in der Aggteleker Friedenshöhle.)

Als Zusammenfassung unserer wichtigsten Ergebnisse über die autogene Karstdenudation müssen wir folgendes feststellen:

1. Im obersten 15 bis 20 m mächtigen b-Horizont der autogenen Karste in der Zone des gemässigten Klimas vollzieht sich, infolge der Kalksteinlösung wechselnder Intensität, die Dolinen- und Karrenbildung, die — wenn die Denudation lange dauert — zur Entstehung der charakteristischen Oberfläche des Karstplateaus beiträgt.
2. Die Karren- und Dolinenbildung ist ein Korrosionsvorgang, der an Karstoberflächen überwiegend an die Vegetation und an den damit zusammenhängenden humosen Bodenmantel gebunden ist.
3. An der zweiten Niveaufäche der Karstzone (a-Horizont) kommt kein Lösungsvorgang des Kalkgesteins vor, nur Kalkablagerungsvorgang in dem Falle, wenn im a-Horizont durchlüftete Hohlräume, Spalten mit freiem Luftraum enthalten sind.

4. Im a-Horizont kommen solche Hohlräume nur in dem Falle vor, wenn der verkarstende Gebirgsblock während der Verkarstungszeit im Verhältnis zur nichtkarstigen Umgebung eine erhöhte Lage eingenommen hat. Diese Höhlen sind meistens nicht gross, haben einen labyrinthartigen Grundriss, in ihrer Ausdehnung spielen nicht nur horizontale, sondern — insbesondere in der Nähe des alten Quellmundes — auch vertikale Richtungen eine Rolle, und ihre allgemeinen morphologischen Kennzeichen erinnern an die Thermalwasserhöhlen.
5. Die Dauer des Denudationsvorganges der Verkarstung ist relativ und nicht objektiv, und verändert sich auch innerhalb eines Gebiets von gleichem Gesteinsmaterial, Klima usw. abhängig von der Mächtigkeit des a-Horizontes des Gesteinsblocks. Unter Einwirkung gewisser tektonischer oder aussenkarstiger Denudationsvorgänge bzw. Sedimentanhäufungen kann sich die Dynamik der Denudation desselben Karstmassivs verändern.
6. Die korrosive Hohlraumbildende Tätigkeit der in der Linsenzone des Karstes unter Druck gestandenen horizontalen Wasserströmung ist charakteristisch. Das obere Niveau der Linsenzone, der sog. Karstwasserspiegel ist über den Horizont der Quellorte gewölbt, während der untere Horizont dieser Zone — wenngleich sie darin von einer wasserstauenden liegenden Schicht nicht verhindert ist —, unter das Niveau der Erosionsbasis gewölbt ist.
7. Die inaktive Tiefkarstzone spielt in der Funktion der Karstdenudation gar keine Rolle.
8. Die oberirdische Kalktuffakkumulation der Quellen in den nackten Karsten der Hochgebirge ist stets wesentlich geringer als die der Quellen in den Karsten vom Typ Mittelgebirge.
9. In den an der Oberfläche in geringem Masse dolinenbildenden Karstgebiet ist der Bergbau unter dem Karstwasserniveau viel gefährlicher als im Karstgebiet mit starker Dolinenbildung an der Oberfläche. Die Wahrscheinlichkeit der Karstwassereintritte steht nämlich in umgekehrtem Verhältnis zum Verkarstungsmass der Oberfläche.
10. Die Tropfsteinbildung der autogenen Karsthöhlen geht in geringerem Masse vor sich, als die Tropfsteinbildung der erosiven Höhlen des allogen Karstes gleichen Alters.

### III.

#### Die Denudation des allogen Karstes (Typ B)

In der Natur ist die Mehrheit der Karsten allogen, d. h. auch von nichtkarstigen Geländen stammende fremde Gewässer spielen eine Rolle in der Gestaltung des hydrographischen sogar morphologischen Karstbildes. Von dieser Rolle wird der qualitative Verlauf der Verkarstung in entscheidendem Masse bedingt, dermaßen, dass die Karstdenudation sowohl in ihrer Dynamik, als auch in ihren geomorphologischen Ergebnissen, ja sogar in der objektiven Dauer der einzelnen Perioden eigenartig, von den autogenen Karsten abweichend verläuft.



Früher wurden weder die grundlegenden Verschiedenheiten der autogenen und allogenen Verkarstung, noch sogar die Tendenz der einander gegenüberstehenden, das Antlitz der Karsten gestaltenden Kräfte erkannt oder hinreichend betont, und daher konnten zahlreiche Erscheinungen unrichtig geklärt werden. Die Unsicherheiten, die z. b. die Standpunkte und die Diskussionen verschiedener Verfasser über die Frage der Genetik der Karsttäler bezeichnen, können alle im wesentlichen darauf zurückgeführt werden. *Aus dem Gesichtspunkt, die Verkarstung, das morphologische Antlitz der Karstgenetik restlos erklären zu können, ist von erstrangiger Bedeutung, die Faktoren der autogenen und allogenen Denudation in ihrer Differenziertheit und Komplexität zu studieren.*

Das Studium der allogenen Karstdenudation müssen wir mit dem Fall beginnen, wo die autogene Verkarstung vom Prozess fast völlig ausgeschlossen ist, wo also die charakteristischen Wesenszüge der Denudation des Karstes vom Typ B am klarsten zu beobachten sind. Solche Fälle sind an den Karsten vorzufinden, die eine aus mehr oder weniger mächtigem, nichtverkarstendem, wasserstauendem Gestein bestehende Decke haben. (Abb. 13.)

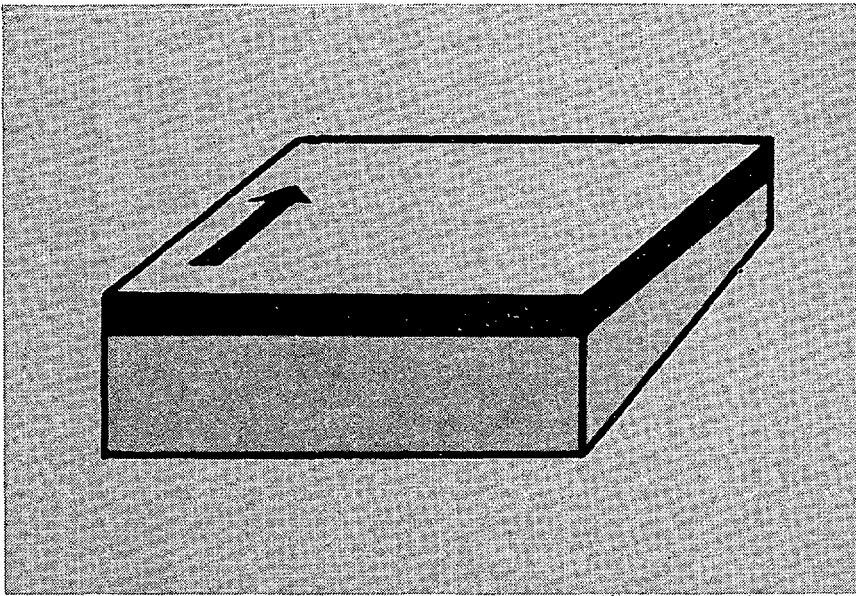


Abb. 13. Der Fall des mit wasserstauender Deckschicht bedeckten Kalkgesteins ist die grundlegende Form des bedeckten Karstes vom B-Typ. (Der Pfeil gibt die Gefällsrichtung der Oberfläche an.)

In der mit wasserundurchlässigen Schichten bedeckten Kalkgesteinsmasse ist die Möglichkeit der Verkarstung vom Typ A nicht vorhanden. So, wenn die nichtkarstige Gesteinsdecke von den in die nichtkarstige Oberfläche einschneidenden erosiven Flusstälern durchgesägt wird, ist das über ein unentwickeltes Lithoklasensystem verfügende Kalkgestein nicht imstande, das Wasser des mit ihm nur in lineare Verbindung ge-

langenden Flusses im Flussbett zu verschlucken. Daher vererbt sich die erosive Talausbildung von der höher liegenden nichtkarstigen Oberfläche auch auf die Kalkgesteinszone. (Abb. 14.)

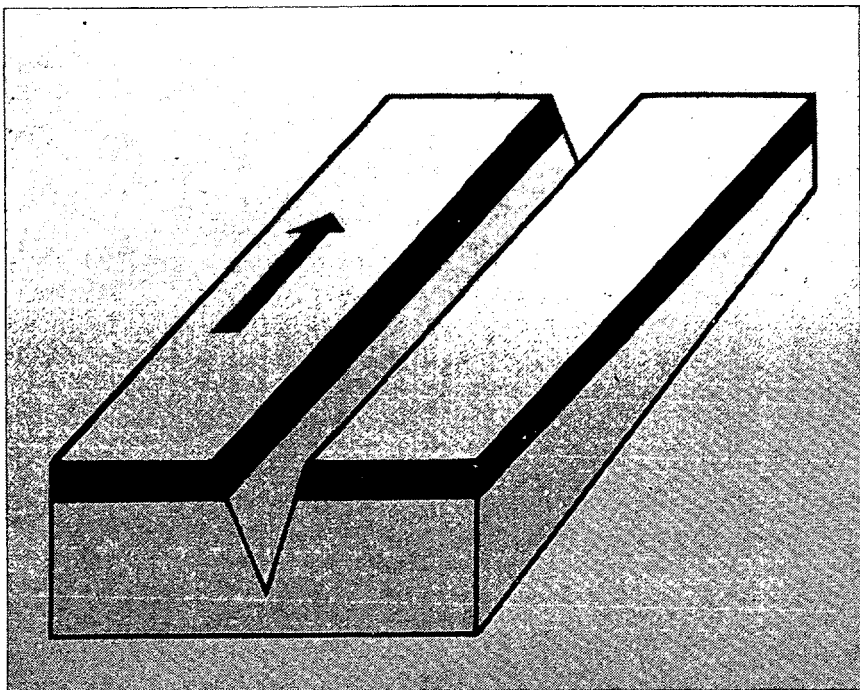


Abb. 14. Die auf nichtkarstigem Gelände erfolgte erosive Talvertiefung vererbt sich epigenetisch auch auf das Kalkgesteinsverband.

Natürlich, von dem Zeitpunkt aus gerechnet, als sich die Wasserrinne im Gestein weiter einschneidet, fängt ein Teil des Wassers durch das Lithoklasensystem zu versickern an. Mit dieser Erscheinung beginnt auch die korrosive Denudation des bedeckten Karstes (vom Typ A).

Da aber die Oberfläche des Kalkgesteins nur linear mit dem Wasser in Berührung kommt, ist die ins Karstmassiv gelangende Wassermenge — insbesondere in der Anfangsperiode Prozesses — viel geringer, als im Falle der oberflächlich verkarstenden nackten autogenen Karste. Daher schreitet die Erweiterung der Hohlräume des Kalkgesteins nur langsam vor, sowohl im b-Horizont, als auch in der Linsenzone.

Wenn das nichtkarstige Hangende eines Karstes eine völlig undurchlässige Schicht war, die korrosionsfähiges Wasser für den Karst praktisch nicht durchliess, so schreitet die Ausarbeitung der tiefer gelegenen korrosiven Wasserwege des Kalkgesteinsschichtenverbandes so langsam vor, dass das fortdauernde erosive Taleinschneiden die Sohle des Karstes am Karstwasserspiegel eher erreicht, als der Karst ein zur Anzapfung des Flusswassers hinreichend erweitertes Kanal- und Kluftsystem ausbildete. Unserer Ansicht nach sind alle tiefen, schluchtartigen Täler der Karsten (Békás-Engpass, Tordaer-Spalten, Sajó-Tal, Szádelő-Tal, Stra-



cena-Tal, Schlucht von Máriaremete, Czuha-Tal, usw.) auf diese Weise entstanden, und nicht durch Aufschliessung der Höhlendecken.

Wenn die wasserstauende hangende Schicht im Laufe der Eintiefung der ererbten, epigenetischen erosiven Täler des Karstes zum Teil oder gänzlich abgetragen wird und gleichzeitig auch die intensivere, von nun an flächenhafte autogene Verkarstung einsetzen kann, wird die Ausarbeitung der Wasserwegigkeit in der Linsenzone in der Regel so stark entwickelt, dass der Karst noch vor der völligen Beendigung der epigenetischen Talbildung das Flusswasser von unten anzapfen vermag. Diese Erscheinung nannten wir *Tiefenzapfung*, *Bathycaptura* des Flusses, und erklärten für eine in den Karsten der weiten Welt häufige gesetzmässige Erscheinung (Jakucs 1957, 1956). (Abb. 15.)

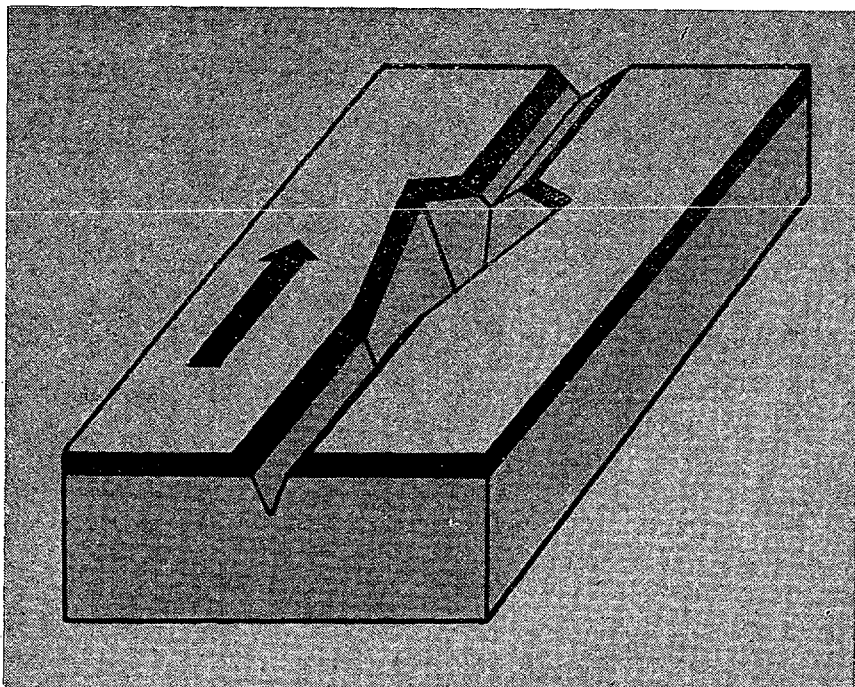


Abb. 15. Begriff der Tiefanzapfung (Bathykaptur) in einem Kalkgesteintal mit Ponorbildung.

Das vom oberirdischen Flussbett in den Tiefenkarst vererbte Wasserfließen behält natürlich dieselbe Erosionsintensität bei, die es an der Oberfläche hatte, denn sein Einzugsbereich, sein geologischer Aufbau und die Zusammensetzung des Schwemmmaterials des Wassers änderte sich von der Anzapfung an nicht. Die unvermeidbare Zunahme des Gefällswinkels kann sogar die weitere Steigerung des dynamischen basalen Erosionsgrades nach sich ziehen. So ist es möglich, dass der talausgestaltende Prozess der linearen fluvialen Erosion seine Arbeit im Untergrund weiterführt.

In dem die beiden Erosionsniveaus verbindenden Wasserschwinde-

kanal nimmt die Intensität der erosiven Hohlraumerweiterung zu, da der Gefällswinkel der Rinne hier am steilsten ist. Das beschleunigt das Tempo der korrosiven Hohlraumerweiterung mit so grosser Energie und Dynamik gegenüber der langsamen korrosiven Hohlraumerweiterung der autogenen Verkarstung, dass die Rolle der weiteren Ausarbeitung der Karstkanäle als eine wirklich revolutionäre Entwicklungsstufe von der intensiven Arbeit der Schutterosion völlig übernommen wird, und von nun an kann die hohlraumerweiternde korrosive Wirkung des Karstwassers für fast völlig ausgeschaltet werden.

Nach der Anzapfung werden das Flusswasser und das von ihm transportierte Schuttmateriale verschiedener Korngrösse von den plötzlich und kräftig sich erweiternden senkrechten Wasserwegen in die Tiefe des Karstes geführt, wo sie in das korrosive Hohlraumensystem vom Typ A der Linsenzone gelangen. Wie gesehen, lagern sich die durch gespannte Lösung der Linsenzone erweiterten Wasserwege im Grundhorizont der Karstwasserlinse, unter der Quellhorizontfläche. Das in die allogenen Hohlräume der Linsenzone eindringende Wasser vermag daher nicht die mitgeführte ungeheure Menge von Schuttmateriale aus den Karstkanälen am Quellhorizont an die Oberfläche zu bringen, infolgedessen wird in den Hohlräumen besonders das Geröllbelastung akkumuliert. Aus dieser Tatsache ergibt sich die Verengung des Querschnitts der Hohlräume und die zunehmende Fliessgeschwindigkeit des darin fliessenden Wassers.

Das unter den Quellhorizont der Linsenzone gedrängte, in den Kanälen schnell strömende erodierende allogene Wasser zerstört jetzt selbstverständlich die Deckenwand der Kanäle mit Hilfe des transportierten Schwebstoffes solange, bis sich die Deckenfläche der Höhle schrittweise überall über das Niveau des Quellhorizonts erhöht und dadurch die das B-Wasser zu schnellem Strom antreibende Siphonwirkung aufhört. Die Hohlraumerweiterung erfolgt also in der Linsenzone des Karstes unter Mitwirkung des allogenen Wassers durch die von unten nach oben nagende lineare Erosion. (Abb. 16.)

Der Erodierungsvorgang der an der Decke zum Typ B umgewandelten Wasserrinne dauert aber nur so lange, bis sich der Höhlengang seines Profils entlang bis zum Niveau der Erosionsbasis des von dem Quellhorizont und der Wasserführungsmenge definierten B-Typs des Karstes erhöht. Dieses Niveau gleicht nicht dem oberen Spiegelniveau der Linsenzone des autogenen Karstes, sondern ist eine davon viel flachere, leichter gewölbte Fläche, die selbst im Innern des Berges nur um einigem höher über den Quellhorizont liegt. Der Bach kann seine Decke schon deshalb nicht bis zur oberen, stärker gewölbten Fläche der Karstlinsenzone einsägen, da in diesem Falle das Gefälle des Wassers kräftiger würde, und der Bach sich wieder in sein eigenes Sediment einschneiden würde. Es entwickelt sich also an der Decke der Höhle vom Typ B ein Gleichgewichtsniveaustand, das das Gleichgewicht des Strömungsniveaus des Wasserspiegels im Karst vom Typ B zeigt.

Im allogenen Karst entstehen also zwei Karstwasserniveaus. Das A-Karstwasserniveau gleicht der oberen Fläche der Linsenzone, und die Erosionsgerinne des B-Karstwasserniveaus zieht darunter, und ist nur unbedeutend über das theoretische Niveau des Quellhorizonts gewölbt. (Abb. 17.)



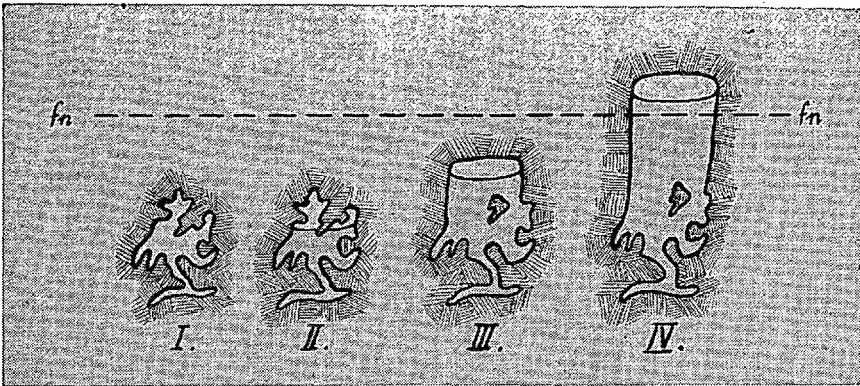


Abb. 16. Aufwärts schreitende vom B-Wasser der Linsenzone bedingte erosive Höhlenerhöhung. (I=Querschnitt des vom Wasser A-Typ ausgelaugten Kanals der Linsenzone, II= das in den vorherigen Hohlraum gelangende B-Wasser lagert Schutt auf die Gangsohle ab und erweitert erosiv das Deckenprofil des Kanals nach oben, III= die erosive Höhlenerhöhung, die in Richtung der Fläche des Quellhorizonts (fn) nach oben vor sich geht, und gleichzeitig, und der Vorgang der Sedimentablagerung steigert die Höhe des Gangprofils gleichzeitig solange, bis ... IV= der Gleichgewichtszustand endlich erfolgt; auf dem von der Fläche des Quellhorizonts und vom Gefällswinkel des Wasserabflusses bedingten Niveau.)

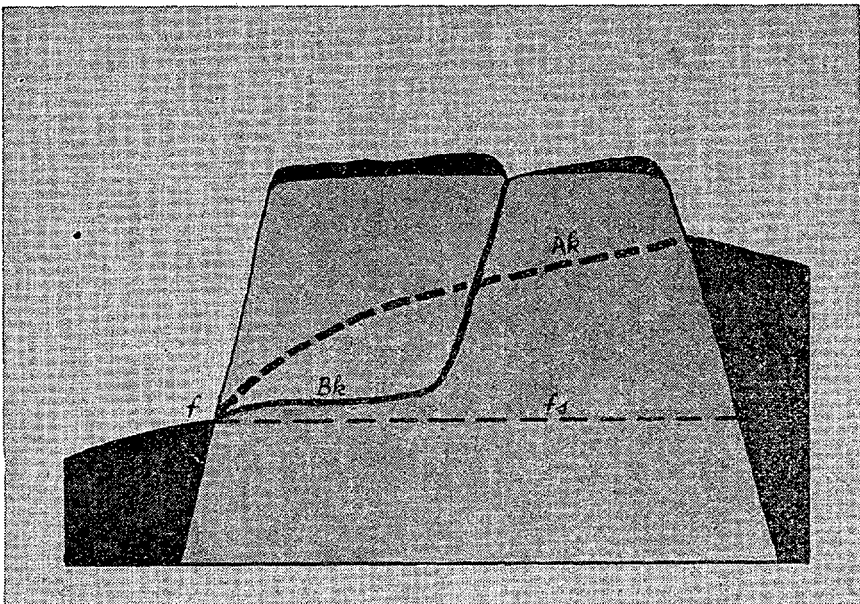


Abb. 17. Deutung der doppelten Karstwasserniveaus der Karste vom Typ B. (Ak = A-Karstwasserniveau, d. h. die obere Fläche der Linsenzone vom Typ A, Bk = Karstwasserniveau, d. h. das Entfaltungsniveau der erosiven Höhlengangs, fs = theoretische Fläche des Quellhorizonts, f = Quelle.)

Die Voraussetzung wäre leicht an der Hand liegend, dass die breite allogene Rinne, die in der Mitte der Linsenzone zustande kommt, die abrupte Gewölbtheit des A-Karstwasserniveaus abnimmt. In der Wirklichkeit erfolgt das aber nicht, denn die Deckenfläche der in die Linsenzone von unten nach oben eingesägte Erosionsrinne bezeichnet keine Depressionsachse aus dem Gesichtspunkt der höher gelegenen A-Karstwassermenge der Linsenzone. Die korrosiv erweiterten senkrechten Wasserwege der Linsenzone entwickelten sich nämlich früher in Verbindung mit den im Grundhorizont der Linsenzone entstandenen horizontalen Wasserwegen. Der Abflussanschluss wäre für sie weiterhin durch die syngenetischen horizontalen Wasserwege ermöglicht, und nicht durch die postgenetischen — im wesentlichen von Verkarstungsvorgang genetisch fremden — allogenen Wasserrinnen. Demgegenüber mussten wir wahrnehmen, dass die Gewölbtheit des A-Karstwassers, gleichzeitig mit der Ausbildung im Quellenhorizont der Höhle vom Typ B, zunimmt.

Die Ursache dieser Erscheinung liegt darin, dass in der Karstzone unter der neugebildeten allogenen Wasserrinne die Hohlräume, die den Abfluss des A-Wassers der früheren Linsenzone ermöglichten, wegen Sedimentanhäufung aufhörten, und so das vorher karstig entwickelte hydrographische Röhrensystem der Linsenzone erstarb.

Die Ausbildung einer Erosionshöhle in einem Karst wirkt also die Verkarstungsdenudation des A-Typs der Linsenzone in eine vorangehende Anfangsperiode zurück und benötigt die Zwangsausbildung einer neuen höher gewölbten Linsenzone.

Die neue Linsenzone, für die die depressive Vertiefung natürlich vom allogenen Höhlenkanal bezeichnet wird, benannten wir Linsenzone B-Typ.

Die Linsenzone B-Typ unterscheidet sich von der Linsenzone A-typ in zwei grundlegenden Merkmalen:

1. Die Linsenzone B-Typ hat selbst in den über inaktive Tiefkarstzone verfügende Kalkgesteinsmassiven eine nach oben gewölbte Fläche, da sie sich nach unten, unterhalb der Erosionsfläche der Höhle — wegen Verstopftheit der Hohlräume — nicht zu wölben vermag.
2. Die anfangs starke Gewölbtheit der Linsenzone B-Typ nimmt während der fortschreitenden Karstdenudation schrittweise völlig ab, verflacht sich in das B-Wasserniveau und damit erstirbt die Linsenzone allmählich, im Gegensatz dazu, dass die autogenen A-Linsenzonen der Karste bis zum Ende des Denudationsvorganges beibehalten werden. Die Verflachung der B-Linsenzone, dann ihr völliges Ersterben tritt in dem Mass ein, dass die karstwasserführenden korrosiven Wasserwege, der neuen Depressionslinie und dem Niveau der Erosionshöhle entsprechend, untereinander Verbindung finden, sich umordnen.

Die oben angeführten erklären zumal die merkwürdige Erscheinung, warum in den Erosionshöhlen die Tropfsteinbildung im jungen Alter der Höhle am stärksten ist und warum sie im senilen Stadium der Höhle Tropfsteine in geringerer Menge bilden. (Im Zusammenhang damit erin-



nern wir an unsere bereits früher mitgeteilte Beobachtung, dass die rezente Evolutionsdynamik in den jüngeren Aggteleker Friedenshöhle und Vass Imre Höhle grösser ist, als in der senilen Baradla-Höhle. Ausserdem, wie bereits gesehen, ist das Mass der Tropsteinbildung in der Baradla heute viel geringer, als es im jüngeren Alter der Höhle war. Die Baradla ist in unseren Tagen schon inaktiv, auch das Problem ihrer Risentropfsteine kann nur zum Teil mit der den Waldrodungen an der Oberfläche folgenden Entblössung durch Bodenerosion erklärt werden.)

Der eine Grund der Erscheinung besteht durchweg darin, dass die von der hydrostatischen Druckerhöhung bedingte zusätzliche Kalklösung in der hohen spiegelweise gewölbten B-Linsenzone in der Anfangsperiode der Entstehung der Erosionshöhle noch kräftig ist, und daher wird das Mass der Tropsteinbildung im druckausgleichenden Raum der Erosionshöhle erheblich sein. Diese je nach Druckraum funktionierende Kalksteinlösungsvorgang nimmt dagegen wegen Verflachung der Linse in den späteren Denudationsperioden ab und wird nach und nach von den Komponenten des Tropsteinbildungsvorganges ausgeschaltet.

Wie gesehen, wird das Gerinnebett des Flusses im Innern des Karstes vom dahin einherströmenden allogenen Wasser bis zur Ruhelfläche des B-Niveaus des Karstwasserstandes von unten genagt, erodiert. Unter gleichzeitiger Wirkung der dem Karst angrenzenden und das Niveau der Karsterosionsbasis bedingenden benachbarten nichtkarstigen Schichtenreihe sinkt auch der Austrittshorizont der Karstquelle allmählich immer tiefer. Auf das weitere Schicksal der erodierten Höhlengerinne wirkt die erosive Vertiefungssohle des Quellentals an der Oberfläche zurück: die regressive Rinnenerosion des oberirdischen Geländes erhöht das Gefälle des Höhlenbaches, was von der Vertiefung des Höhlengangs bewiesen wird. Der Bach sägt sich von nun an in der Höhle in sein eigenes nichtkarstiges Sediment hinein und dadurch hebt er die Höhe des Höhlenprofils. Im Laufe des Vorgangs öffnet sich schon anfangs ein Luftraum zwischen der Decke und dem Wasserspiegel, dann ersterben auch die Siphonen stellenweise.

Dieser Vorgang ist aber keine karstige Hohraumerweiterung mehr, denn die Höhlenrinne schneidet sich ja nicht in Kalksteinsgrund, sondern in das eigene nichtkarstige Sediment des allogenen Wasserabflusses. Im Laufe der sekundären Wegvertiefung kommt das allogene Wasser mit dem Kalkgestein höchstens an den Seitenwänden entlang in Berührung. Diese können stellenweise durch Seitenerosion erweitert, gestuft werden.

Der in sein eigenes Sediment sich stets tiefer einschneidende Höhlenbach räumt das Sediment vom ganzen Evakuationsraum des Kalkgesteins nicht überall aus. Hie und da bleiben Schotterterrassen, Sandbänke zurück, die die embryonale Periode der Höhlenentwicklung, den Erfüllungszustand mit Sediment des vollen Hohlraumes bezeichnen.

Selbstverständlich zeigt nicht jede Schotterterrasse der bacherodierten Höhlen diese Entwicklungsgenetik. An manchen Typen der allogenen Karsten (siehe später) sägt sich der erodierende Tunnel in den Kalkgesteinboden seines Gerinnebettes ein. Auch in diesen Höhlen werden Schotte- und Sandterrassen vorhanden sein. Der Unterschied besteht nur darin, dass die letzteren mit dem Vertiefungsvorgang des Höhlenprofils syngenetisch sein werden. Die Materialanhäufungen der bis jetzt

erörterten alloogenen Höhlen vom Typ bedeckten Karstes sind Akkumulationsrelikte, die aber nicht mit der Vertiefung des Hohlraumes, sondern mit dem von unten nach oben nagenden linear-erosiven Prozess synchron sind.

Die Kennzeichen der Erosionshöhlen vom Typ bedeckten Karstes sind also in der Höhle selbst die folgenden:

1. Der Höhlengang hat keinen bzw. nur unter einem tiefen karstfremden Schuttmantel einen Kalkgesteingroup.
2. Die gegenwärtig inaktiven, vom Bachwasser nicht benutzten Gänge des Höhlensystems sind bis an die Decke mit dem aus dem nichtkarstigen Einzugsbereich stammenden Schwemmaterial (Sand, Gerölle) erfüllt und auch in den aktiven Gangprofilen gibt es sehr viele Seitenterrassen aus Konglomeraten.
3. Die Decke des Höhlengangs ist eine breite waagerechte Fläche und kein oben in Spitzbogen schliessendes Höhlenprofil.
4. Das unter der mächtigen Schuttschicht vorhandene Bodenprofil der Höhle ist keine gleichmässige Fläche, wie ihre Decke, sondern sie setzt sich in einem System von gleichwohl mit Schutt erfüllten, unregelmässigen Vertiefungen, Kämmen, Brunnen und Kanälenlabirynthen, in den korrodierten Hohlräumen der alten Linsenzone A-Typ fort.

Die Merkmale des obigen erodierten Höhlentyps werden auf Abb. 18. veranschaulicht.

Für das Studium des genetischen Typs ist das geeignetste Beispiel in Mittel-Europa des Sloupi-Höhlensystem des Mährischen Karstes, oder die Castellani-Höhle in Apulien.

Im weiteren betrachten wir die Denudation der Oberfläche des alloogenen Karstes.

Den mit Bathykaptur enthaupteten, entwässerten Kalkgesteinstalabschnitt kann die Erosion des Abflusswassers nicht mehr weiter gestalten, da wird also der für den autogenen Karst bezeichnende korrosive Denudationsvorgang charakteristisch. Aus dem inaktivisierten karstigen Flusstal entsteht eine Dolinenreihe. In die Senke der Dolinenreihe wäscht sich das Material der benachbarten — noch immer bedecktkarstigen — Geländen ein, da diese Dolinen von nun an als die tiefsten Sedimentablagerungsstellen der Gelände betrachtet werden. Daher werden die Senkenreihen häufig verstopft, dann wieder wasserschwindefähig. In ihrer Buchtung speichern sie und häufen sie an in jedem Falle grosse Mengen von Terra rossa und andere am häufigsten karstfremde durchgewaschene Gesteinsmaterialien.

In den Karstdolinen, die sich an den nach Abtragung des Deckmantels entblössten übrigen Teilen des Kalkgesteinplateaus ausbilden, fehlt fast völlig diese für die Reihendolinen bezeichnende karstfremde Materialanhäufung. Ein lehrreicher Beweis diesen Satzes ist der Vergleich zwischen Anhäufungsprofilsenken von Einzel- und Reihendolinen innerhalb derselben Karstmassive. Als Beispiel weisen wir auf den an der Landstrasse zwischen Aggtelek und Jósvalő verlaufenden Dolinenkranz hin, in dessen Senken eine sehr mächtige durchgewascht lagernde



Tonanhäufung von Terra rossa zu beobachten ist, um so sehr, dass in einer der Senken sogar ein See entsand (Vöröstó). Gleichzeitig wird aber auf dem Boden der Senken des Somostető bei Jósvalő — die nicht zum Dolinenkranz gehören — der Kalkgesteinsmantel von einem dünnen Rendzina-Horizont kaum bedeckt.

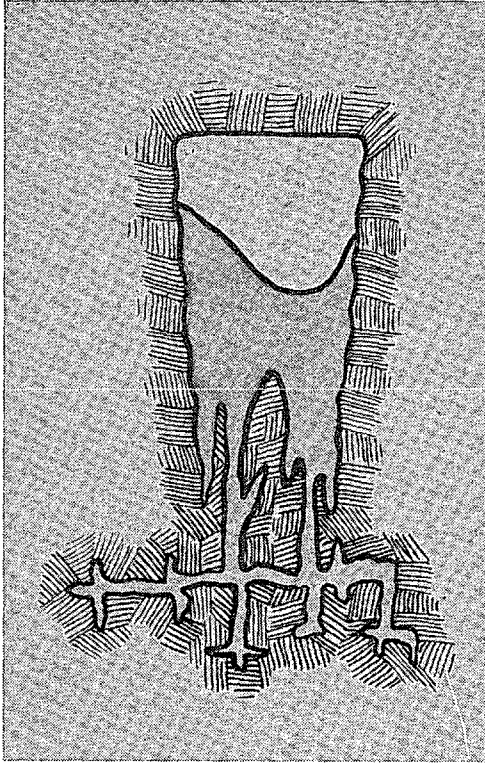


Abb. 18. Profil des vom ursprünglichen A-Typ entwickelten, zum sekundären B-Typ gewordenen Höhlengangs. (Das korrosive Gangprofil ist völlig, das erosive in grossem Masse mit der Ablagerung der erosiven Schuttmateriale erfüllt.)

Auf diesem Grund können wir die Lehre über die Bildung der Reihendolinen abfassen:

1. Die Anordnung der Reihendolinen an den Karstoberflächen wird nicht von tektonischer Präformation bezeichnet, sondern von der einstigen Achsenlinie der von dem bedeckten Karst am Anfang der Denudation epigenetisch erbten erodierten Flusstäler. In der Anlage der Dolinenreihe konnte die tektonische Präformation nur insofern eine indirekte Rolle spielen, als die tektonische Präformation in den Richtungen der oberflächlich erodierten Talanordnungen des den Karst ursprünglich bedeckten Deckmantels zur Geltung kommen konnte.
2. Die Reihendolinen sind immer älter, als die nicht zum Dolinenkranz gehörenden Einzeldolinen.

3. Das auffallende Vorhandensein der Reihendolinen an irgendeinem Karst kann beweisen, dass das Gebiet am Anfang des Denudationsvorganges mehr oder weniger ein bedeckter Karst war.
4. Wenn in den Reihendolinen eine bedeutendere Sedimentanhäufung aus nichtkarstigem Gesteinsmaterial vorhanden ist, wie in den Einzeldolinen, das zeigt in jedem Falle mit Gewissheit, dass der Karst zu Beginn der Abtragung wenigstens zum Teil bedeckt war.
5. In der Mikromorphologie der auf dem Boden der Reihendolinen, auf dem Grund der sekundären Schutthalde annäherbar gewordenen oder erschlossenen Kalkgesteinfelsen ist häufig der Formenschatz (Terrassen usw.) der Erosionsarbeit des einstigen Wasserabflusses nachzuweisen. (Siehe z. B. die erodierten Terrassenrinnen der sog. Medve-Felsen bei dem Vöröstó.)

An den Strecken mit noch aktiven Flussgewässern der epigenetischen Kalkgesteintäler kann sich die Bathykapturerscheinung regressiv, in Richtung des Einzugsgebiets auch mehrmalig wiederholen. Infolgedessen kann sich an der Oberfläche eine gestufte Ponorenreihe ausbilden und die erodierte Höhle kann sich rückwärts mit immer neueren Strecken verlagern. (Abb. 19. und 20.)

Wenn sich im Laufe dieses Vorgangs der karstige Gebirgsblock erhebt, oder die Erosionsbasis so weit absinkt, dass die Höhlengerinne mit ständig tieferem Einschneiden ihr nicht nachfolgen kann und deshalb ein neues, tiefer gelegenes, zweites Höhlenstockwerk (untere Höhle) entsteht, dann führt natürlich die neuere Bathykaptur die Flussgewässer schon zu diesem aktiven Niveau hinab. Bei diesem Falle finden wir die merkwürdige Erscheinung vor, dass die älteren Ponore mit der oberen Höhle, die jüngeren unmittelbar mit der unteren Höhle in hydrologischer Kommunikation stehen. Dazu ist bei uns am Aggteleker Karst das Beispiel bekannt, wo der Bábaluk genannte junge Ponor das Einzugsstal des in die obere Höhle des Baradla-Systems mündenden Acheron-Schlucklochs von unten anzapfte und das von Acheron entnommene Wasser heute unmittelbar der unteren Höhle (Alsó-barlang) abgibt (Abb. 21).

Das Studium der allogenen Karstdenudation setzen wir mit den I. und II. Fällen der 2. Abbildung fort. Bei diesen Beispielen liegt die Oberfläche der das Kalkgesteinsgebiet umgebenden nichtkarstigen wasserstauenden Schichtenreihe an der einem Seite des Karstes höher als das Kalkgestein und das nichtkarstige Gelände fällt in Richtung des Karstes. So laufen von hier erosive lineare Wasserabflüsse auf die Kalkgesteinsoberfläche zu. Die am nichtkarstigen Gelände entstandenen Taleinschnitte werden also schon am Anfang der Denudationsperiode auch auf die Kalkgesteinszone überführt.

In diesem Falle kann aber im Kalkgesteinsgebiet der Einschnittsvorgang der Täler nicht sehr langfristig sein, da die autogene Verkarstung hier schon vom Anfang der Denudationsperiode an unverhindert zur Geltung kommen konnte. Die von denen der bedeckten Karste wesentlich entwickelteren korrosiven Karstwasserrinnen können so die allogene



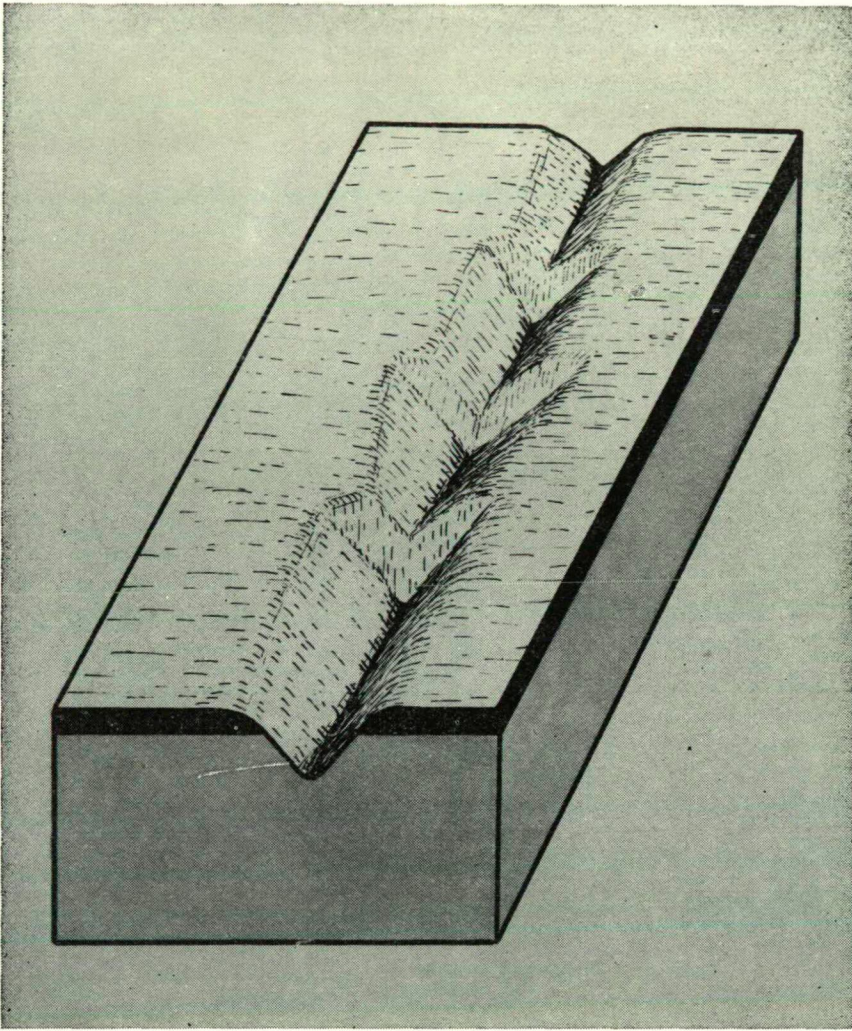


Abb. 19. Ausbildung einer mehrstufigen Ponorenreihe in einem epigenetischen Kalkgesteintal.

nen Abflussgewässer der oberirdischen Karsttäler schon in der Frühperiode der Talbildung in die Tiefe des Karstes anzapfen.

Die erste Phase der Abtragung wird also bei den von der wasserstauenden Schichtenreihe nicht bedeckten oberflächlichen allo genen Karsten durch den Prozess der mit dem arealen Einsatz der Dolinierung gleichzeitigen linearen erosiven Flusstalvertiefung gekennzeichnet. Diese Festlegung gilt nicht nur für die Karste von B-Typ, bei denen die tektonische Erhebung der Kalkgesteinsmasse schon von Anfang an nach allen Seiten kräftiger, als bei den benachbarten nichtkarstigen Geländen ist (siehe den III. Fall der 2. Abb.).



In den von uns bisher untersuchten Lagen (Abb. 2, I. u. II.) wird in der zweiten Periode der Karstdenudation die Rolle des allogenen Wassers von der Gestaltung des Formenschatzes an der Oberfläche ausgeschaltet, und die Denudation schreitet nach den Gesetzmässigkeiten der autogenen Verkarstung weiter. Als nämlich die im Kalkgesteinstal regressive Bathykaptur bis zum lithologischen Rande des Karstes verschoben wird (damit beginnt der Einsatz des zweiten Stadiums der Denudation), beginnt die kräftige Abtragungsperiode der nichtkarstigen

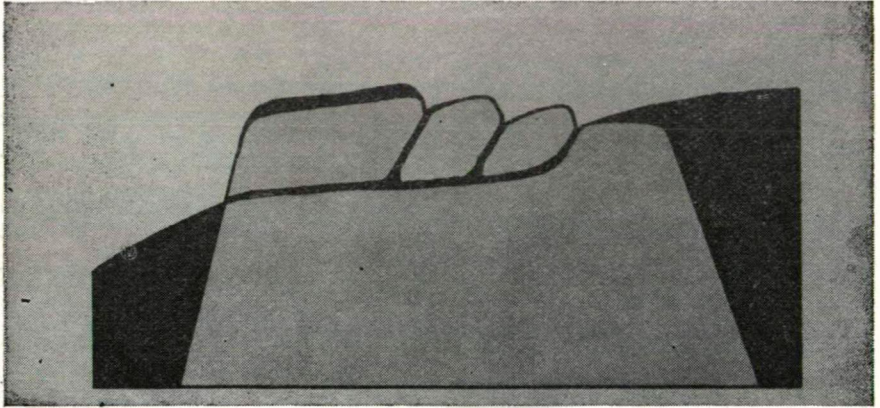


Abb. 20. Profilbild der in mehreren Abschnitten zurückschreitenden Bathykapturercheinung der epigenetischen Kalkgesteintäler.

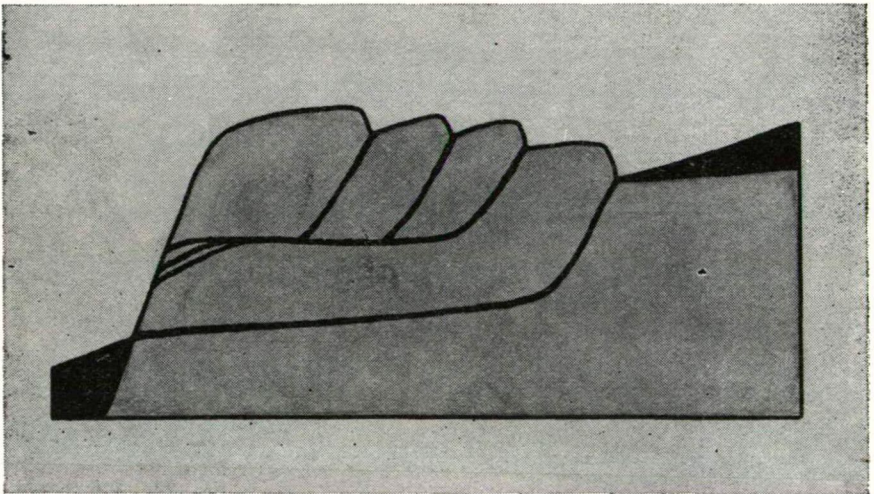


Abb. 21. Deutung des stockwerkartigen B-Karstwasserniveaus durch mehrstufige Bathykaptur im Falle der Senkung von grossem Masse der Karsterosionsbasis.



Gelände in der Berührungszone mit dem Karst. Das hat die durch die Schlucklöcher am Rande von der Höhle an die Oberfläche nagende regressive Erosion bewirkt. Der Prozess führt letztlich zur inselartigen Hebung der Kalkgesteinsmasse, es entwickelt sich der auf der *Figur III. der Abb. 2* dargestellte Zustand, das heisst, die Arbeit der Denudation B-Typ machte jetzt im wesentlichen den Karst für die Denudation A-Typ zugänglicher.

In der Natur ist gleichwohl ein häufiger Fall, dass die Karstschemen III. und IV. der *Abbildung 2* als kein Ergebnis der Arbeit einer vorangehenden Denudationsperiode, sondern unter verschiedenen tektonischen Wirkungen schon vor dem Beginn des Denudationsvorganges zustande gekommen sind. Da beginnt die Verkarstung gleich mit der Ausarbeitung der allo genen erosiven Höhlengerinnen, woraus sich ergibt, dass die A-Gewässer mit ihrer langsamer tätigen Dynamik nicht keine Linsenzone des vorangehenden Typs zustandezubringen vermögen. Die Linsenzone entwickelt sich daher sogleich zu Typ B.

In solchem Karst hat also die erosive Höhlengerinne, die dem Absinken der örtlichen Erosionsbasis mit ständiger Rinnenvertiefung folgt, einen flachen Kalkgesteinsboden. Zur selben Zeit wird das Profil des Höhlenganges, dessen Breite immer mit der Grösse des nichtkarstigen Einzugsbereichs zunimmt (*Jakucs 1956*), keinen Trapezquerschnitt, sondern einen Dreieckquerschnitt haben. In diesem Falle entwickelt nämlich syngenetisch und gleichzeitig mit dem Talsystem des nichtkarstigen oberirdischen Einzugsbereichs auch der Höhlentunnel, der so mit seinen in verschiedenen Höhen bemerkbaren Querschnittsbreiten den ganzen Zeitabschnitt der nichtkarstigen Talbildung aufweist. Das Dreieckprofil eines Höhlenschnitts ist also das Zeichen der sogenannten höhlenbildenden Vollperiode gegenüber den — Trapezprofil zeigenden — Höhlen verkürzter Periode, bei denen die erste Hälfte der Erosionsbasis in der Höhle fehlt und durch die inaktiven Flusstälern des Karstes bzw. durch ihre Reihendolinen an der Oberfläche vertreten ist (*Abb. 22*).

Es ist offensichtlich auch nach alledem, dass die Reihendolinen an der Oberfläche der die volle erosive Einschnittsperiode enthaltenden Karste (z. B. die slowenische Skocijanske-jama) fehlen, während zur selben Zeit die Reihendolinen, geknüpft an den erosiven Höhlen mit verkürzter Phase, an der Oberfläche gesetzmässig erscheinen (*Bükk, Aggteleker Gebirge, Mecsek, usw.*).

Wir haben bisher die bezeichnenden Fälle der allo genen Karstentwicklung überblickt und gesehen, mit welchen oberflächenstrukturellen und morphologischen Landschaftstypen die grundlegenden morphologische Unterschiede der erosiven Karsthöhlen verbunden sind. Auch das haben wir gesehen, wie der Verkarstungsvorgang vom Typ B — abhängig von den unterschiedlichen Anfangszuständen — auf die Oberfläche und die Gestaltung der Karsthydrographie zurückwirkt. Bisher haben wir im Allgemeinen das Spezielle, das Einzelhafte gesucht, wir verfahren jetzt umgekehrt: wir suchen in den Speziellen das Allgemeine. Überblicken wir also die Kennzeichen, die für jede Höhlen von Typ B gelten, die aber zugleich den korrosiven Höhlen von Typ A fehlen.

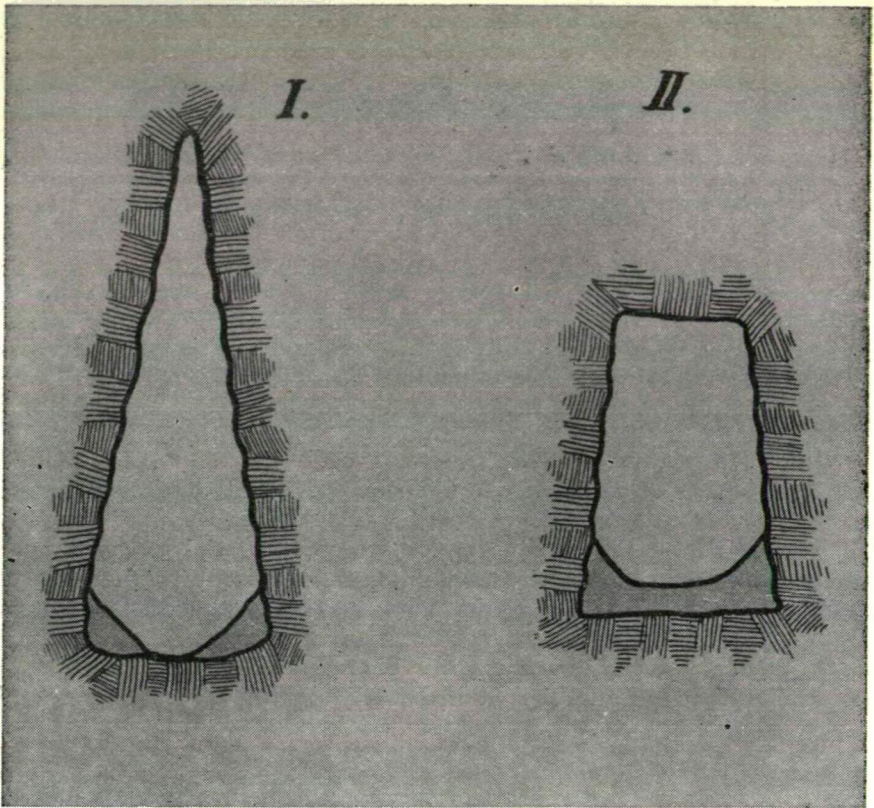


Abb. 22. Profilbild der vollen (I) und verkürzten (II) Erosions-Perioden der Höhlenentwicklung.

1. Die allogenen Höhlen sind in Bezug auf die gleichzeitig ausgebildeten Wege von beinahe einbiger Ausdehnung. Sie fallen vom Schluckloch ab nach der Quelle zu. Sie haben keine gegengefällige Gerinnenabschnitte (Abb. 23).

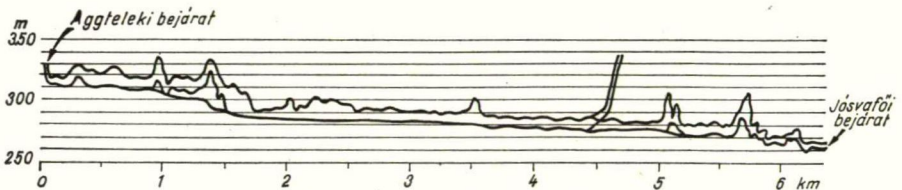


Abb. 23. Längsschnitt des Hauptgangs der Baradla-Höhle von Aggtelek bis Jósvald.

2. Ihr Grundriss erinnert meistens ans Bild eines Flusssystems, sie haben geräumige Hauptzweige und minder geräumige Nebenzweige (Abb. 24).
3. Sie haben aktiver Wasserabfluss oder inaktiv gewordene, noch deutlich erkennbare Bachrinne.

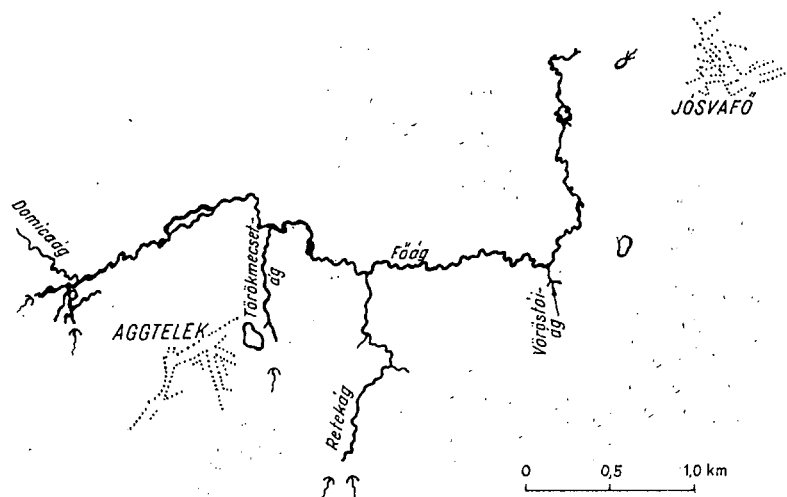


Abb. 24. Die einem oberirdischen Flusssystem ähnliche Grundrisskarte der Baradla-Höhle.

4. In der Höhe und Breite des Gangprofils gibt es — die durch Nachsinken und von Gesteinsmaterialunterschieden bewirkten örtlichen sekundären Deformationen nicht in Betracht genommen — im mittleren Abschnitt derselben Höhle keine von den charakteristischen Durchschnittsmassen erheblichen Abweichungen.
5. Ihre höchsten, geräumigsten Hallen haben sie in der Wasserschwindzone bzw. in deren Nähe, da hier infolge des plötzlichen und starken Gerinnengefälles (das erosive Sohlenniveau liegt im Karst in der Regel viel tiefer, als das Bodenniveau des oberirdischen Tales vor dem Ponor) die erosive gerinnevertiefende Wirkung am ausdrücklichsten ist („X“ Zone der Abb. 25).
6. Wenn im Laufe der Höhlenbildung das Niveau der Erosionsbasis (der Quellenhorizont) gesunken ist, weisen die Quellen in der Nähe des Quellorts eine vertikal gerichtete Deltabildung (Verzweigung) auf. In diesem Falle kommen in der Zone der Verzweigung der Gänge von verschiedener Höhenlage Hohlräume in gleichwohl ausserordentlicher Grösse zum Vorschein. Als Beispiel weisen wir auf die „Säle der Riesen“ der Baradla-Höhle, der Friedenshöhle und der Égerszöger Höhle, sowie auf die „Halle der Kyklopen“ der Vass Imre Höhle (Zone „Y“ der Abb. 25).
7. In den Seitenwandungen liegen horizontale, untereinander parallel verlaufende Gerinne der Felsterrassen.
8. An den Felswandungen, an den Felsbänken der Rinnen usw. sind charakteristische erosive Strömungseintiefungen zu beobachten. Häufig kommen auch erosive Kolke zum Vorschein, die von dem wirbelnden Wasser ausgewaschen sind. In abhängigen Verhältnissen und als seltene lokale Erscheinungen können auch in erosiven Höhlen korrosive Wandflächen vorkommen, die aber hinsichtlich ihrer charakteristisch gelösten, parallelen senkrechten Felsrinnen



- gegen die erosiven Felsgestaltungen mit launenhaften Mikroformen abzugrenzen sind.
9. In diesen Höhlen ist das Tempo der Tropfsteinbildung, besonders im jüngeren Alter, viel kraftvoller, als die Vertropfsteinierung der im Laufe der autogenen Verkarstung entstandenen korrosiven Höhlen.
  10. In den Ablagerungen im Bette der allogenen Höhlengänge ist allenfalls von dem die Höhle bergenden Muttergestein abweichende, in der Regel karstfremde Schuttanhäufung vorzufinden. Bei den Höhlensystemen von grossen Ausmass ist sie vorwiegend Quarz oder eine aus den Trümmern von anderen — von Kalkstein widerständigeren — Gesteinen bestehende Anhäufung von Kies, Sand, Schlamm bzw. Geröll.

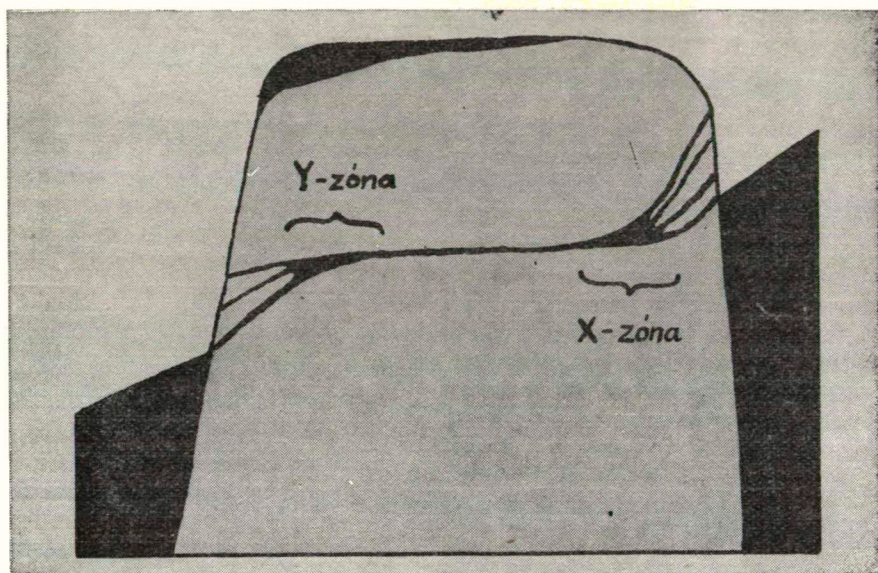


Abb. 25. Divergenzzone (Y-Zone) und Konvergenzzone (X-Zone) der Höhlen vom Typ B, mit aussergewöhnlicher Hohlraumbildung, im Falle der relativen Hebung der Karstmasse in der Periode der Höhlenbildung.

### Endfolgerungen

Als Schlussergebnis unserer Erörterungen können wir zunächst unsere allgemeingültigsten Folgerungen im folgenden festlegen:

Die Karstdenudation von Typ B ist im wesentlichen nichts anderes, als die eigenartige Erscheinung der normalen erosiven Flusstalvertiefung in der Tiefe des Karstes. Dieser Vorgang kommt an irgendeinem Karst ganz gelegentlich, entscheidend in der Abhängigkeit der Zusammenhänge des Milieus vor, und ist nicht als eine notwendige Stufe des gesetzmässigen Karstentwicklungsvorganges zu betrachten. Die klassische Erklärung der Verkarstung, als der Begriff der korrosiven Denudation des

Kalkgesteins, erkannte nicht die gelegentliche Anwesenheit dieser Milieuwirkung, bzw. die morphogenetischen Wirkungen seiner Anwesenheit, sondern beschränkte sich im wesentlichen auf die Schilderung der autogenen Verkarstung. Daher müssen wir die klassische Begriffskategorie der Verkarstung als eine verringerte, die Wirklichkeit nur zum Teil erklärende Determination betrachten, sonst wären, nach dem Gesichtspunkt der logischen Aufeinanderfolge, die prächtigsten und grossartigsten Höhlengebilde, die überall auf der Erde zu beobachten sind, im genetischen Sinne nicht als Karstphänomene anzusehen.

Zum Schluss müssen wir noch auf die Tatsache hinweisen, dass das Leben und die Entwicklung der Karste, obwohl sie durch die bisher behandelten Analyse der Vorgänge von autogenen und allogenen Typen in vieler Hinsicht verständlicher wurden, doch ein sehr komplexes Geschehnis bedeuten.

Wir untersuchten an dieser Stelle Verlauf, Dynamik und Unterschiede der Typen in Bezug auf das Verhältnis der karstigen und nichtkarstigen Gelände zueinander. Das ist aber nur die eine Seite — obwohl von grundsätzlicher Bedeutung — der Erklärung der vollen analytischen Morphogenese des Karstes, die aber in sich noch nicht ausreicht alle Gepräge der die morphologische Entwicklung der Karste bestimmenden Wechselwirkungen darzustellen.

Im Laufe unserer Erörterungen haben wir beispielsweise darauf hingewiesen, dass die Dolinenbildung, sowie die Tropfsteinbildung in den Höhlen der Karste mit Hochgebirgs- und Mittelgebirgscharakter — sogar innerhalb gleich aufgebauten Karstmassive — unterschiedliche Dynamik haben. Der Unterschied wurde hier aus den eigenartigen Verhältnissen der Temperatur, der Vegetation usw. abgeleitet die aus den Höhenlage-Differenzen über dem Meeresspiegel folgen. Noch ausgeprägter ist aber die Beschaffenheit der Karstdenudation von den die an den geographischen Breiten knüpfenden Klimazonen bezeichnenden Niederschlags- und Temperaturwerten und von den mit diesen kausal zusammenhängenden anderen physischen Erscheinungen bestimmt.

In vielen Karstlandschaften, z. B. in Jugoslawien, Italien, Österreich, Cuba, Südchina, usw. ist es zu beobachten, dass die Ordnungsgrößen der Ausdehnung der Karstmassive selbst aus der charakteristischen Typendifferenzen der Denudation erfolgen können. In den autogenen Karstgebieten mit einer oberirdischen Ausdehnung von eventuell mehreren hundert Quadratkilometern weisen z. B. in Dalmatien und Slowenien die Linsenzonen von A-Typ — schon wegen der Ordnungsgrößen der gestaltenden Wassermengen — eine Annäherung zum B-Typ auf.

Selbst die Materialszusammensetzung des Kalkgesteins, seine Verschmutzung oder Reinheit spielen eine wichtige Rolle in der Gestaltung vom Charakter der Denudation. Man kann beobachten, dass die Entwicklung der autogenen Karste mit stärker verschmutztem, viel Lösungsrückstände erzeugendem Gesteinsmaterial, in der zweiten Hälfte der Karstdenudation nach den Kennzeichen des B-Typs verschoben wird. In einem Karstgebiet werden die Variationen der Beschaffenheit der Verkarstung von der mit dem karstigen Prozess syngenetischen oberirdischen Sedi-

mentanhäufung, z. B. auch von der atmoklastischen Lössbildung, eigenartig beeinflusst.

Im allgemeinen können wir also aussprechen, dass die in den sämtlichen Faktoren der Karstdenudation (in der Gesteinsbeschaffenheit, in den klimatischen pedologischen Gegenheiten, in den Geländedifferenzen, in der Vegetation, in den Ausdehnungsverhältnissen, usw.) bestehenden quantitativen Unterschiede voneinander abweichende und hinsichtlich der Qualität sehr charakteristische Erscheinungsformen haben, sie sich in jeder Karst Morphologie durch komplexe Gepräge bemerken lassen. Das analysierende Studium dieser quantitativen Unterschiede, je nach Arten voneinander abgesondert und innerhalb ihrer Gesamtverbindungen betrachtet, sowie die ausführlichen Untersuchungen der daraus folgenden Eigentümlichkeiten der qualitativen Denudation, bilden noch für die Geographie auszuarbeitende Aufgaben und grossartige Forschungsperspektiven für die zukünftigen Karstmorphologen.

### Angeführte Literatur

- Aprođov, V. A.: A karsztosodás néhány elméleti kérdése. (Einige theoretische Fragen der Verkarstung.) Izvest. Akad. Nauk. SSSR. Ser. Geol.-Geoph., 12. 1948.
- Bourgin, A.: Dauphiné souterrain, Paris, 1942.
- Bourgin, A.: Revue de géographie alpine, t. XXXV. 1947. 4.
- Bögli, A.: Probleme der Karrenbildung, Geographica Helvetica, 1951, 3.
- Bögli, A.: Der Chemismus der Lösungsprozesse von Kalk, Rep. of the Comm. on Karst Phenom., New York, 1956.
- Bögli, A.: Kalklösung und Karrenbildung, Zeitschr. f. Geomorph. Suppl. 2. Berlin—Nikolassee, 1960.
- Bulla, B.: A természeti földrajz új útjai. (Neue Wege der physischen Geographie.) Hidr. Közl. 1950.
- Bulla, B.: Általános természeti földrajz. (Allgemeine physische Geographie.) Budapest, 1954.
- Cholnoky, J.: Karszttanulmányok. (Karststudien.) Földr. Közl. 1916.
- Cholnoky, J.: Barlangtanulmányok. (Höhlenstudien.) Barlangkutatás, 1917.
- Cholnoky, J.: A földfelszín formáinak ismerete. (Formenkenntnis der Erdoberfläche.) Budapest, 1928.
- Cholnoky, J.: Barlangok és folyóvölgyek összefüggése. (Zusammenhang der Höhlen und Flusstäler.) Barlangvilág, 1932.
- Cholnoky, J.: A mészkővidék arculata. (Das Antlitz der Kalkgebirge.) Barlangvilág, 1939.
- Corbel, J.: Vitesse de l'érosion, Zeitschr. f. Geomorph. 1951. 1.
- Corbel, J.: Travaux russes sur la karst, Annal. de Géogr. 1952.
- Corbel, J.: Erosion en terrain calcaire, Vitesse d'érosion et morphologie, Ann. de Géogr., 1959.
- Cvijic, J.: Das Karstphänomen, Geogr. Abh., 1893. 3.
- Cvijic, J.: Karst (Geograph. Monogr.), Beograd, 1895.
- Cvijic, J.: Hidrographie souterraine et évolution morphologique du Karst, Trav. Inst. Géogr. alpine, VI. 4., 1918. Grenoble.
- Cvijic, J.: Evolucija Karsta u Moravskoj, Glas, srp. Kral. Akad. Beograd, 1923.
- Cvijic, J.: The evolution of Lepiês. A study in karst physiography, Geogr. Review, Washington, 1924.
- Cvijic, J.: Geomorfologija (V. Kap.: Oblici karsna erozije i karsna hidrographija), Beograd, 1926.
- Grund, A.: Die Karsthydrographie, Geogr. Abh. Wien—Leipzig, 1903. 7.
- Grund, A.: Zur Frage des Grundwassers im Karst, Mitteil. d. Geogr. Ges. in Wien, 53. 1912.



- Grund, A.: Der geographische Zyklus im Karst, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1914.
- Gvozdetzkij, N. A.: Karsztovaja konferencija v g. Molotove, Voproszi Geografii, 1947. 4.
- Gvozdetzkij, N. A.: Oszobennoszti landsaftov izvesztjnakovich karsztovich oblasztj, Voproszi Geografii, 1949, 16.
- Gvozdetzkij, N. A.: Karszt, Moszkva, 1950.
- Horusitzky, F.: A víz a Föld belsejében. (Das Wasser im Erdinnern.) Hidr. Közl. 1942.
- Jakucs, L.: Adatok az Aggteleki-hegység és barlangjainak morfogenetikájához. (Beiträge zur Morphogenetik des Aggteleker Gebirges und seiner Höhlen.) Földr. Közl. 1956.
- Jakucs, L.: Aggtelek és vidéke útikalauz. (Aggtelek und Umgebung, Reiseführer) Budapest, 1957.
- Jakucs, L.: Általános karsztgenetikai, morfológiai és hidrográfiai problémák vizsgálata az Aggteleki-karszton, Kandidátusi ért. (Untersuchungen über allgemeine karstgenetische, morphologische und hydrographische Probleme im Aggteleker Karst, Kand. Abh.) 1960.
- Jakucs, L.: Untersuchungen über den Dynamismus und Chemismus der Tropsteinbildung, Acta Geogr. Szeged, 1966.
- Kádár, L.: Az eróziós folyamatok dialektikája. (Dialektik der Erosionsprozesse.) Földr. Közl. 1954.
- Katzer, F.: Karst und Karsthydrographie, Sarajevo, 1909.
- Kessler, H.: Karsztvidékek lefolyására és beszívására vonatkozó újabb vizsgálatok (Neuere Untersuchungen über den Abfluss und Versickerung der Karsten.) Beszámoló a VITUKI 1956-os munkájáról.
- Krebs, N.: Ebenheiten und Inselberge im Kroatischen Karst, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1929.
- Laptyev—Prikłonszkij: Fiziceszkije szvoistva i khimiceszki szosztav podzemnich Leningrad, 1939.
- Laptyev, F. F.: Agresszivnoje dejsztvie vodi na karbonatnúje porodi, Moskau—Leningrad, 1939.
- Lebegyev, A. B.: Metodi izucsenyija balansza gruntovich vod, Moskau, 1963.
- Lehmann, H.: Der tropische Kegelkarst auf den Grossen Antillen, Die Erde, 2. 1948. Berlin.
- Lehmann, H.: Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen, Erdkunde, Bd. VIII. Bonn, 1954.
- Lehmann, H.: Einfluss des Klimas auf die morphologische Entwicklung des Karstes, Rep. of the Comm. on Karst Phenomena, XVIII-th Int. Geogr. Congr., Rio de Janeiro, 1956.
- Lehmann, O.: Die Hydrographie des Karstes, Enzykl. d. Erdkunde, Wien—Leipzig, 1932.
- Louis, H.: Das Problem der Karst-Niveaus, Rep. of the Comm. on Karst Phenomena, XVIII-th Int. Geogr. Congr., Rio de Janeiro, 1956.
- Markó, L.: Kalciumkarbonát és magnéziumkarbonát elegyek oldhatósága vízben széndioxid jelenlétében. (Wasserlöslichkeit des Calciumkarbonats und Magnesiumkarbonats in Anwesenheit von Kohlendioxid.) Karszt- és Barlangkutató, Budapest, 1961. 1.
- Németh, E.: Hidromechanika. (Hydromechanik.) Budapest, 1963.
- Papp, Sz.: A hidrológiai kutatás kémiai vonatkozásai. (Chemische Beziehungen der hydrologischen Forschung.) Mérnöki Továbbképző Int. Kiadványa, Budapest, 1954.
- Penck, A.: Über das Karstphänomen, Schr. d. Ver. z. Verbr. natw. Kenntnisse in Wien, 1904. 44.
- Pia, J.: Theorien über die Löslichkeit des kohlensauren Kalks, Mitt. Geol. Ges., Wien, 1953.
- Schmidt, E. R.: A geomechanikai szemlélet szerepe a karsztvízkutatásban és a karsztvíz elleni védekezésben. (Die Rolle der geomechanischen Anschauung in der Karstwasserforschung und im Schutz vor dem Karstwasser.) Bányászati Lapok, 1954.
- Schmidt, E. R.: Geomechanika, Budapest, 1957.

- Szabó, P. Z.: Magyarországi karsztformák klímátörténeti vonatkozásai. (Klimageschichtliche Beziehungen der Karstformen in Ungarn.) Dunánt. Tud. Gyűjt. 1957.
- Tell, L.: The Rate of Erosion with special reference to the Caves of Lummelunda, Arch. of swedisch Speleology, 1961. Norrköping.
- Trombe, F.: Météorologie et hidrologie souterraine, Annales de Spél., Paris, 1947.
- Trombe, F.: Les eaux souterraines, Paris, 1951.
- Trombe, F.: Traité de spéléologie, Paris, 1952.
- Trombe, F.: La spéléologie, Paris, 1956.
- Venkovits, I.: Leszivárgó csapadékvizek vegyi összetételének változásai. (Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung der versickernden Niederschlagswasser.) Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről.
- Venkovits, I.: Dorogi vízvizsgálatok. (Wasseruntersuchungen in Dorog.) Hidr. Közl. 1949.